Band 11
2011

Neubrandenburger Geologische Beiträge



Herausgegeben vom
Geowissenschaftlichen Verein
Neubrandenburg e.V.

GEOZON

Inhaltsverzeichnis

(Titelbild: „Tollensemäander unterhalb von Altentreptow“ Manfred Asmuss, Aquarell, 2004)

Neubrandenburger Geologische Beiträge
Band 11 / 2011 / Seiten 3–8 / DOI 10.3285/ngb.11.01
www.geologische-beitraege.de

GEOZON SCIENCE MEDIA
ISSN 1616-959X

Nachweis des Europäischen Waldelefanten *Elephas antiquus* (Falconer & Cautley, 1847) bei Neubrandenburg in Mecklenburg-Vorpommern (NE-Deutschland) - Fundbericht

Stefan Meng (Greifswald)



Abb. 1: Das Sammler-Ehepaar Hannelore und Horst Schmidt mit ihrem Fund in der Kiesgrube südwestlich von Woggersin bei Neubrandenburg (Foto: G. Müller 2011).

Funde von pleistozänen Großsäugern sind in Mecklenburg-Vorpommern (NE-Deutschland) wegen der starken Dominanz glazigener Sedimente mit ungünstigem Erhaltungspotential vergleichsweise selten (Benecke 2002, Meng et al. 2010). Trotzdem gelang erst kürzlich mit dem Fund eines Backenzahnfragmentes bei Neubrandenburg für Mecklenburg-Vorpommern der erste sichere Nachweis des Europäischen Waldelefanten *Elephas antiquus* Falconer & Cautley, 1847 (Meng 2011).

Der vorliegende Zahn wurde 2007 von den aufmerksamen Privatsammlern Hannelore und Horst Schmidt aus Neubrandenburg (Abb. 1) in einer Kies-Sandgrube am westlichen Rand des Tollense-Tales südwestlich bei Woggersin (Landkreis Mecklenburgische Seenplatte) entdeckt. Die Grube der H. & P. STREULING GmbH befindet sich etwa 5 km nordwestlich von Neubrandenburg. 2010 wurde der Fund freundlicherweise von Klaus Granitzki dem Autor übergeben.

Das Fragment ist relativ schlecht erhalten und abgerollt. Die morphologischen Unterschiede zu Backenzähnen des Wollhaarmammuts *Mammuthus primigenius* Blumenbach, 1799, das in Mecklenburg-Vorpommern regelmäßiger vertreten ist, sind jedoch deutlich ausgeprägt. Für die Determination entscheidend sind u. a. die Schmalheit des Molaren, die starke Fältelung des sehr kräftigen Schmelzes sowie der große Abstand der Schmelzlamellen (Abb. 2 u. 3). Die Zuordnung zu *E. antiquus* konnte auch von den renommierten Experten eiszeitlicher Großsäuger Prof. Ralf-

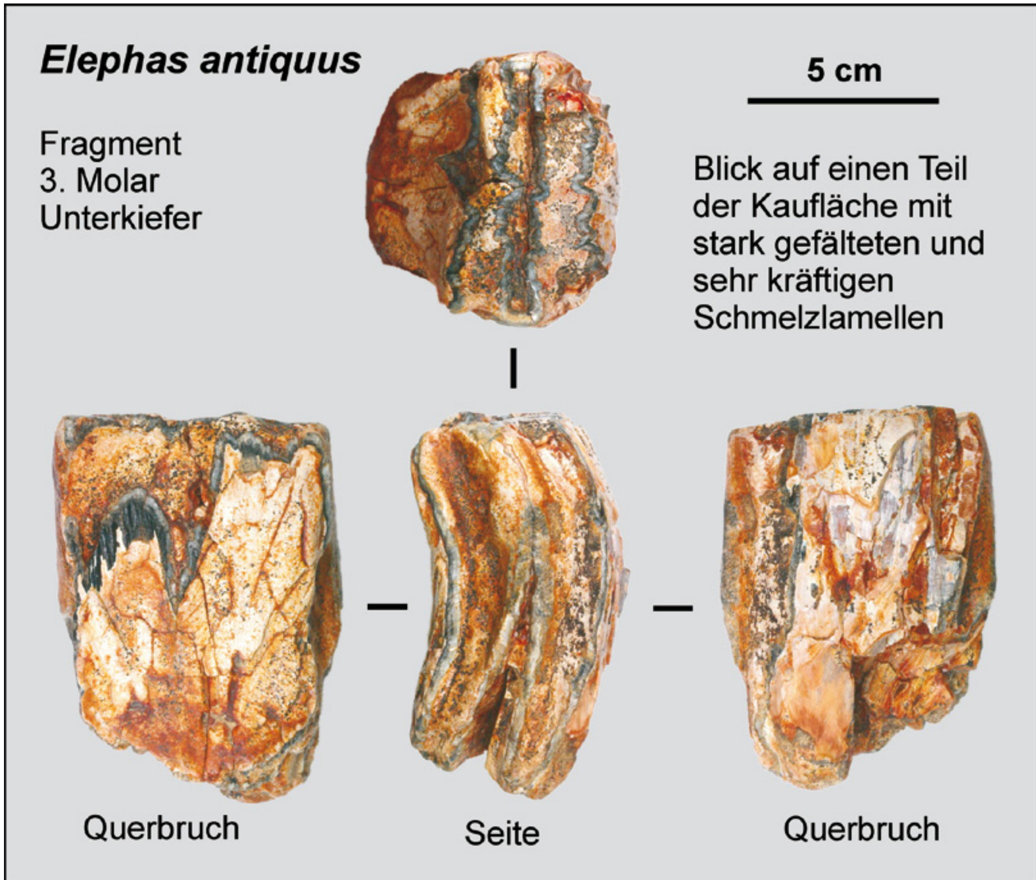


Abb. 2: Backenzahnfragment von Elephas antiquus von Neubrandenburg (Mecklenburg-Vorpommern).

Dietrich Kahlke, Weimar und Dick Mohl, Rotterdam, bestätigt werden. Nach ihrer Einschätzung stammt das Fragment von einem dritten Unterkiefer-Molar.

Verbreitet war der Europäische Waldelefant im Mittel- und Jungpleistozän hauptsächlich in Südeuropa und Vorderasien. Während das Wollhaarmammut die Kaltzeiten charakterisierte, verhielt sich der Europäische Waldelefant völlig gegensätzlich und löste das Wollhaarmammut in den Warmzeiten ab. Während der Interglaziale, z. B. Holstein oder Eem, erweiterte er sein Areal in West-, Mittel- und Osteuropa weit nach Norden (Koenigswald v. 2002). Ausgestorben ist der Europäische Waldelefant mit dem Maximum der letzten Kaltzeit. Die jüngsten Funde stammen aus Spanien, Italien oder Kroatien. Allerdings gibt es auch Hinweise, dass der Europäische Waldelefant in kleinen Populationen in wärmeren Interstadialen des frühen Weichsels Teile von Nord- oder Nordwesteuropa erreichte (Mol et al. 2007).

Bei den in der Grube bei Woggersin anstehenden Sanden und Kiesen handelt sich um glazifluviatile Sedimente (Schmelzwasserablagerungen), welche von Geschiebemergel überdeckt werden. Da die bis zu 20 m mächtige Folge mit großer Wahrscheinlichkeit Sedimente mehrerer Vereisungsphasen enthält – Selicko (1994) vermutet spätsaale- bis hochweichselzeitliche Anteile –, ist die Altersstellung des Fundhorizontes problematisch. Während im unteren Abschnitt der Grube kiesarme Sande dominieren, finden sich in den höheren Teilen des aufgeschlossenen Profils deutlich

gröbere Kies-Komponenten und Blöcke. Da der Backenzahn im Überkorn gefunden wurde, ist es wahrscheinlich, dass er aus diesen oberen, nach Selicko (1994) mit Sicherheit weichselzeitlichen Horizonten stammt.

Der Erhaltungszustand des Backenzahnes sowie sein Vorkommen in offenbar weichselkaltzeitlichen Sedimenten impliziert eindeutig, dass der Zahn umgelagert wurde, wodurch sich auch die Probleme der genauen Altersstellung des Fundhorizontes etwas relativieren. Es handelt sich um einen Zufallsfund, den man theoretisch in Mecklenburg-Vorpommern wohl in den meisten Kiesgruben, wenn auch sicherlich nur mit sehr geringer Fund-Wahrscheinlichkeit, erwarten kann.

Angenommen wird für den Backenzahn ein eemzeitliches Alter (vor 126.000 bis 115.000 Jahren). Ablagerungen der Eem-Warmzeit konnten in Mecklenburg-Vorpommern, so auch in der Umgebung von Neubrandenburg (Abb. 4), schon vielfach belegt werden (Meng et al. 2009). Ein bekanntes Vorkommen bei Neubrandenburg ist die Kiesgrube Hinterste Mühle. Dort konnte in Torfhorizonten pollenanalytisch eine nahezu vollständige Eem-Sequenz erfasst werden (Strahl 2001). Erwähnenswert ist beispielsweise auch das in der Peeneaue bei Stolpe 2007 in 25 m Tiefe erbohrte fluviatile Eem, in dem reiche limnisch-fluviatile Faunen entdeckt wurden (Meng et al. 2009). Ältere holsteinzeitliche Bildungen sind dagegen als Liefersedimente für den Zahn eher auszuschließen, da sie in Mecklenburg-Vorpommern meist in größeren Tiefenlagen verbreitet sind und zudem von marinen Sedimenten dominiert werden.

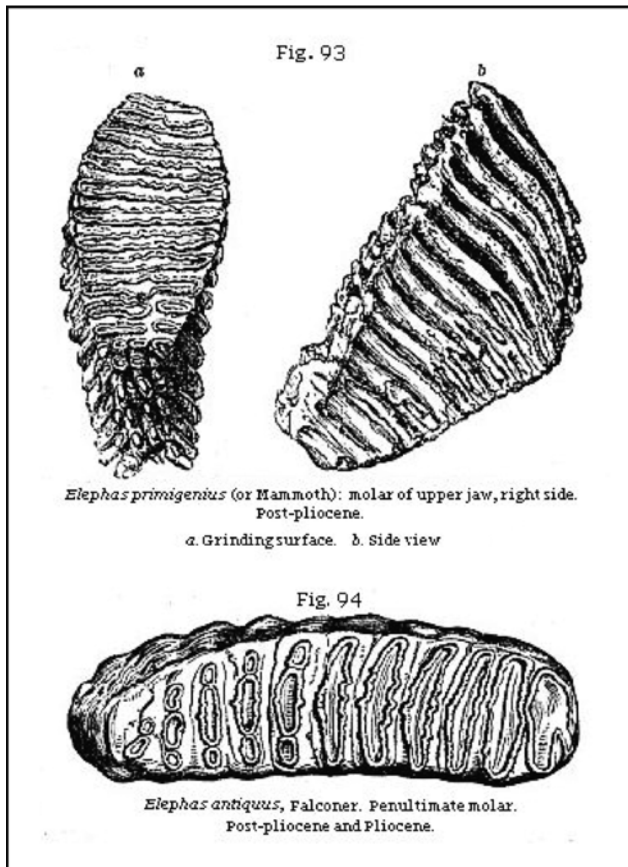


Abb. 3: Vergleich der Backenzähne vom Wollhaarmammut Mammuthus primigenius und Europäischen Waldelefanten Elephas antiquus (Zeichnung in Sir Charles Lyell, 1871: The student's elements of geology).

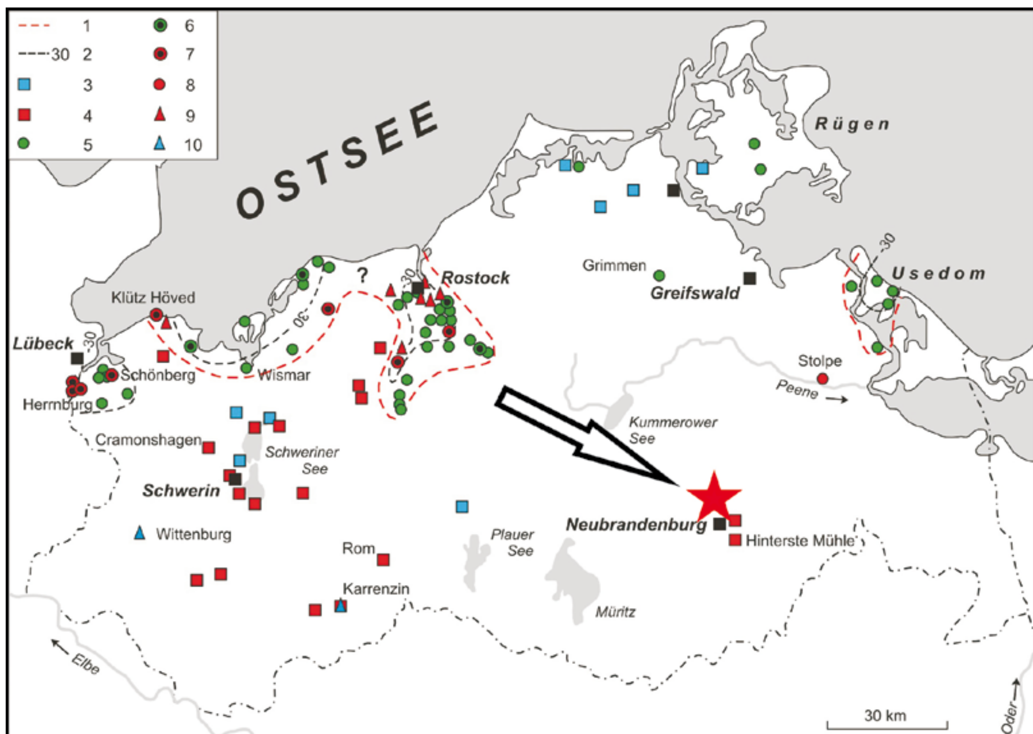


Abb. 4: Der Fundort von Elephas antiquus (roter Stern) bei Neubrandenburg sowie weitere Eem-Vorkommen in Mecklenburg-Vorpommern: 1. Verbreitungsgrenze marin, 2. Tiefenlage Eem, 3. limnisches Eem, 4. limnisches Eem, Pollenanalyse, 5. marines Eem, 6. marines Eem und Frühweichsel in Superposition, 7. limnisches und marines Eem in Superposition, 8. limnisch-fluviatiles Eem, Malakoanalyse, 9. marines Eem, Malakoanalyse, 10. Frühweichselinterstadial, Pollenanalyse (J. Strahl in Meng et al. 2009, verändert).

Oft wird der Europäische Waldelefant vereinfacht nur als Waldelefant bezeichnet, was allerdings zu Verwechslungen mit dem rezenten afrikanischen Waldelefanten (*Loxodonta cyclotis*) führen kann. Der Name ist auch in gewisser Weise irreführend, da der Europäische Waldelefant wegen seiner Größe sicherlich offene parkähnliche Landschaften bevorzugte und sich seine Bezeichnung letztlich nur auf die warmzeitliche Präsenz von Wald bezieht. Auch der englische Name „straight-tusked elephant“, was so viel bedeutet wie Elefant mit geraden Stoßzähnen, ist ebenfalls nicht ganz korrekt (siehe unten).

Zunächst glaubte man dieser Elefant habe enge Beziehungen zum afrikanischen Elefanten, weswegen man ihn in Anlehnung an *Loxodonta* als *Palaeoloxodonta* bezeichnete. Da man heute von einer näheren Verwandtschaft zum indischen Elefanten ausgeht, stellt man ihn heute meist zu *Elephas* (Koenigswald v. 2002).

Über das äußere Erscheinungsbild des Europäischen Waldelefanten wissen wir deutlich weniger als über das Wollhaarmammut. Von ihm gibt es keine Kadaver im sibirischen Permafrost. Ebenso fehlen Abbildungen in den Höhlenmalereien, z. B. in den französischen Pyrenäen liegen keine entsprechenden zeitgenössischen Darstellungen vor. Die Rekonstruktion der Körperbehaarung oder beispielsweise die Größe der Ohren bleibt deshalb rein spekulativ. Neben den charakteristischen Backenzähnen sind im Gegensatz zum Wollhaarmammut die bis zu 3 m langen Stoßzähne nur leicht gekrümmt, allerdings nicht gerade. Die Größe des Europäischen Waldelefanten überragte

insbesondere bei Elefantenbullen mit einer Schulterhöhe von bis zu 4,5 m und einem geschätztem Gewicht von 6 bis max. 11 Tonnen bei weitem die Dimensionen des Wollhaarmammuts.

Im fundreichen Mitteldeutschland, z. B. Thüringen oder Sachsen-Anhalt, wurde der Europäische Waldelefant deutlich häufiger angetroffen (z. B. Kahlke 2002). Sensationelle Funde gelangen hierzu, vor allem in den 80er und 90er Jahren, in den Deckschichten des Braunkohletagebaues Neumark-Nord (Geiseltal) südwestlich bei Halle (Saale). Dort konnte man aus eemzeitlichen Seesedimenten Knochen von mindestens 70 Individuen des Europäischen Waldelefanten bergen. Darunter befinden sich auch fast vollständige Skelette (Fischer 2010, Palombo et al. 2010). Zu dieser einmaligen interglazialen Fauna gesellen sich über 150 Hirsche sowie Nashörner, Hyänen, Löwen u. a.

Der Backenzahn von Woggersin ist nicht nur der erste Nachweis des Europäischen Waldelefanten in Mecklenburg-Vorpommern, sondern es handelt sich auch um eines der nördlichsten bekannten Belege überhaupt (ca. 53°35‘/13°13‘). Die Verbreitung des Europäischen Waldelefanten erreichte insgesamt etwa den 55. Breitengrad (Abb. 5). Fundmeldungen von seiner nördlichen Arealgrenze liegen z. B. von S-England, Raalten (Niederlande), Fünen (S-Dänemark) sowie Moskau (W-Russland) vor. Weitere nördliche Fundstellen in Deutschland finden sich z. B. bei Verden (Niedersachsen) sowie im Stadtgebiet und im südlichen Umland von Berlin, im sog. Rixdorfer Horizont (Nordmann 1930, Pushkina 2007, Fischer 2003, 2010). Der in einer Kiesgrube bei Uglebjerg auf Fünen (Dänemark) nachgewiesene Backenzahn, gefunden 1927, stammt ebenfalls aus sekundärer Lagerstätte. Der Zahn wurde von dem bekannten Eiszeitforscher Prof. Wolfgang Soergel bestimmt (Nordmann 1930).

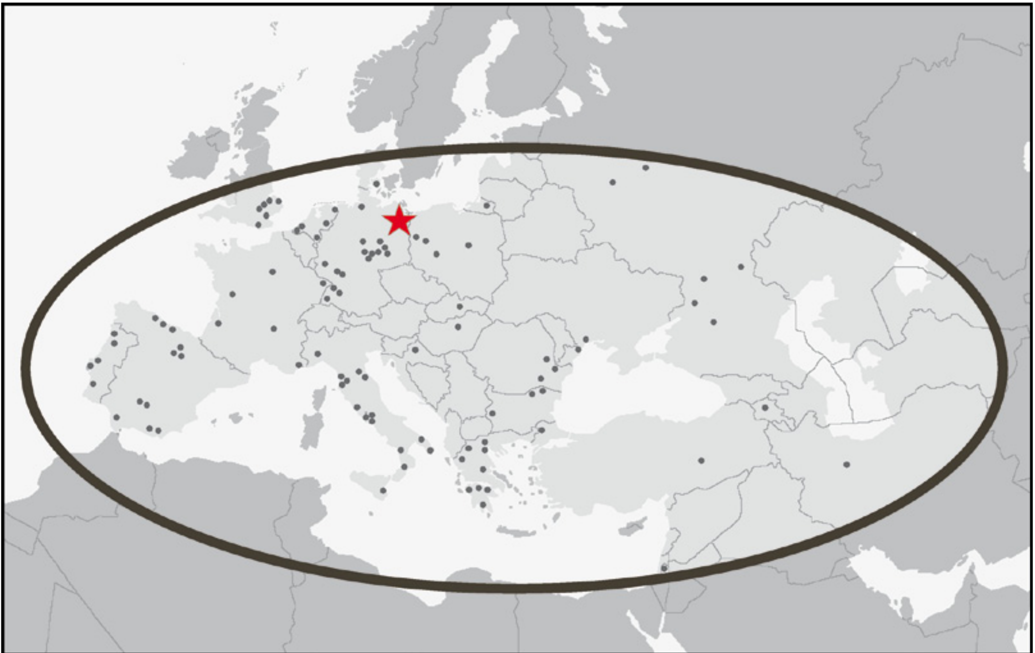


Abb. 5: Die Verbreitung von Elephas antiquus in Europa mit dem neuen Fundort (roter Stern) in NE-Deutschland (nach Pushkina 2007 u. Fischer 2010).

Literatur

Benecke, N. (2000): Die jungpleistozäne und holozäne Tierwelt Mecklenburg-Vorpommerns. – Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mitteleuropas, 23, 143 S.

Fischer, K.-H. (2003): Neufund eines Waldelefanten (*Elephas antiquus* Falconer & Cautley, 1847) aus dem frühweichselzeitlichen Rixdorfer Horizont von Berlin und Umgebung.– Brandenburger Geowiss. Beitr., 10: 159–163.

Fischer, K.-H. (2010): Die Waldelefanten von Neumark-Nord und Gröbern. In: Mania, D. et al. (Hrsg.): Neumark-Nord – Ein interglaziales Ökosystem des mittelpaläolithischen Menschen. – Veröff. d. Landesmus. f. Vorgesch. in Halle, 62: 361–374.

Kahlke, R.-D. (2002) : Bedeutende Fossilvorkommen des Quartärs in Thüringen. Teil 5: Großsäugetiere. - In: Kahlke, R.-D. & Wunderlich, J. (Eds.): Tertiär und Quartär in Thüringen. – Beiträge zur Geologie von Thüringen, Neue Folge, 9: 207–232; Jena.

Koenigswald, W. v. (2002): Lebendige Eiszeit – Klima und Tierwelt im Wandel, 190 S., Theiss; Darmstadt.

Meng, S., Börner, A., Strahl, J. & Thieke, U. (2009): Bio- und lithostratigraphische Untersuchungen an limnisch-fluviatilen Sedimenten aus dem Eem-Interglazial im unteren Peenetal (NE-Deutschland). – Brandenburger Geowiss. Beitr., 16: 63–78.

Meng, S., Obst, K., Ansorge, J. & Frenzel, P. (2010): Late Pleistocene remains of a giant deer (Megaloceros giganteus) from the Greifswalder Oie, Pomeranian Bay, NE-Germany. – Tagungsband der 35. Hauptversammlung der DEUQUA und 12TH Annual Meeting of the INQUA Peribaltic Working Group, S. 132–133; Greifswald (abstract).

Meng, S. (2011): Der Europäische Waldelefant *Elephas antiquus* Falconer & Cautley, 1847 in Mecklenburg-Vorpommern (NE-Deutschland). – 82. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft in Wien, Beiträge zur Paläontologie, 32, S. 67; Wien (abstract).

Mol, D., Vos, J. d., Pflicht, J. v. d. (2007): The presence and extinction of *Elephas antiquus* Falconer and Cautley, 1847, in Europe. – Quaternary International, 169-170: 149–153.

Nordmann, V. (1930): Ein Backenzahn von *Elephas antiquus* aus Dänemark. – Meddelelser Dansk fra Geologisk Forening, 7: 435–438.

Palombo, M. R., Albayrak, E. & Marano, F. (2010): The straight-tusked Elephants from Neumark-Nord. A glance into a lost world. In. Meller, H. (Hrsg.): Elefantenreich – Eine Fossilwelt in Europa, 219–252; Halle/Saale.

Pushkina, D. (2007): The Pleistocene easternmost distribution in Eurasia of the species associated with the Eemian *Palaeoloxodon antiquus* assemblage. – Mammal Review, 37: 224–245.

Strahl, J. (2001): Aktueller Stand der pollenanalytischen Untersuchungen an spätsaalezeitlichen, eemwarmzeitlichen und frühweichselkaltzeitlichen Ablagerungen im Kiestagebau Hinterste Mühle am Beispiel des Profils 6 (Nordstoß). – Neubrandenburger Geologische Beiträge, 2: 83–89.

Anschrift des Autors

Dr. Stefan Meng, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 17a, 17487 Greifswald, E-Mail: stefan.meng@uni-greifswald.de

Neubrandenburger Geologische Beiträge
Band 11 / 2011 / Seiten 9–15 / DOI 10.3285/ngb.11.02
www.geologische-beitraege.de

GEOZON SCIENCE MEDIA
ISSN 1616-959X

Findling Trissow

Hans-Jörg Altenburg (Utzedel)

Der große Findling von Trissow wird mittels petrographischer Untersuchungen und Vergleichen als granatführender Cordieritgneis aus der Sörmlandmulde bestimmt und beschrieben. Weitere Funde des Gesteins in der Umgebung im Zusammenhang mit typischem Stockholmgranit weisen für die Region ein mögliches gehäuftes Auftreten der Geschiebegemeinschaft aus der Sörmlandregion südlich Stockholms hin.

1. Einleitung

W. Deecke (1909) hatte begonnen, eine Zusammenstellung der großen Geschiebe in Pommern zu erarbeiten, die im Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft zu Greifswald veröffentlicht wurde. Hier ist auch der Findling Trissow (Abb. 1) aufgeführt. Er wird als granatreicher Glimmergneis mit einem Volumen von 60 m^3 mit einer vermuteten Herkunft von Nordschweden, den Ålandinseln oder Hudiksvall (ca. 300 km nördlich von Stockholm am Bottnischen Meer, d.V.) beschrieben. „Er ist zerspalten, teils durch Frost, teils durch Kunst, weil man ihn benutzen wollte, ...“ beschreibt ihn Deecke und gibt mündlich überlieferte Maße von 4 m x 5 m x 3 m an. In der Zusammenstellung der größten Findlinge der Bezirke Schwerin und Neubrandenburg wurden diese Angaben



Abb. 1: Der Findling von Trissow.

von SCHMIDT & SCHULZ (1965) um etwa 7 herausgebrochene Blöcke ergänzt und das Volumen auf ca. 23 m³ (4,70 m x 3,70 m x 2,60 m) reduziert. DEECKE (1909) beschreibt ihn nach einer überlieferten Sage als „Teufelsstein“, da mit ihm der Teufel eine in der Gegend Unheil stiftende, verführerische Müllerin erschlagen haben soll.

2. Geographische und geologische Lage

Trissow befindet sich nördlich der Peene in 1 km Entfernung von Görmin (Abb. 2). Der Findling liegt etwa 300 m SSW von Trissow entfernt an einem zur Peene führenden Bach am Ende eines alten Mühlendammes (Breite: 53° 58‘ 47‘‘N; Länge: 13° 16‘ 33‘‘E). Er befindet sich in einem Grundmoränengebiet nahe der Peene, die bislang als ein nach der letzten Eiszeit entstandener Schmelzwasserabfluss angesehen wurde. Nach jüngeren Untersuchungen im Zusammenhang mit der Erschließung der Ostseepipeline-Anbindungsleitung (OPAL) scheint die Peene aber als Rinne schon früher bestanden zu haben, da im Peenetal bei Anklam warmzeitliche Sedimente in 8 m Tiefe entdeckt wurden. Diese Schichten entstanden vor mehr als 120.000 Jahren in der Eem-Warmzeit (MENG et al. 2009). Auffallend ist eine Häufung von Findlingen mit einem Volumen über 10 m³ im Gebiet zwischen Peene und Tollense.

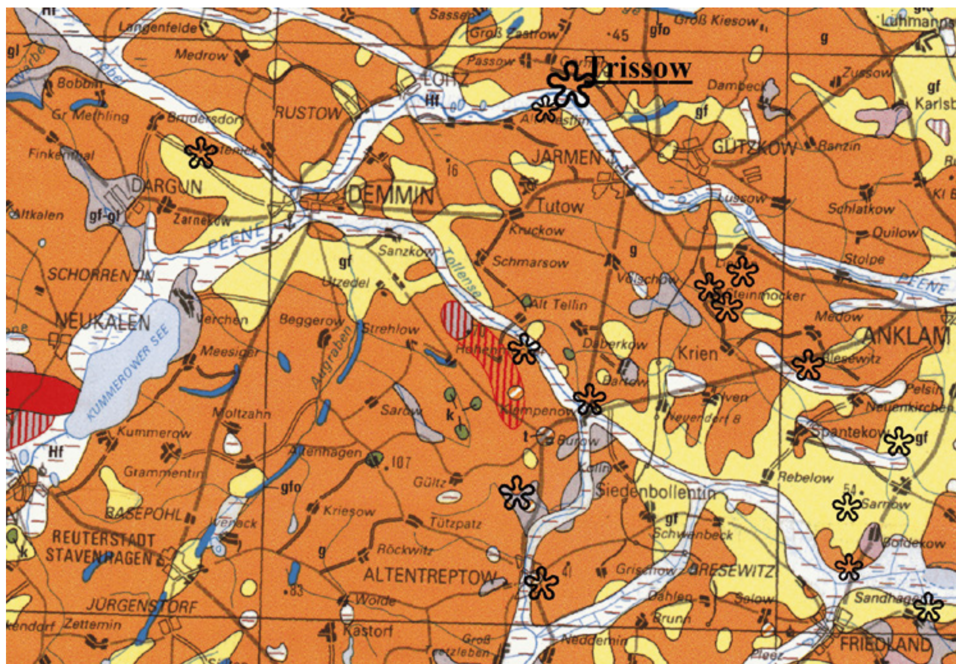


Abb. 2: Lage des Findlings und von Geschiebeanhäufungen in der Region zwischen Altentreptow und dem Peenetal (Ausschnitt der Geologischen Karte von Mecklenburg-Vorpommern 1 : 500.000, Oberfläche – Quelle: LUNG M-V).

3. Aktueller Zustand des Findlings

Der gegenwärtige Zustand des Findlings scheint sich gegenüber dem der Beschreibungen von DEECKE (1909) sowie SCHMIDT & SCHULZ (1965) nur wenig verändert zu haben. Nach wie vor ist der Findling vom Unterholz eingewachsen. Der Mühlendamm ist bis zum Findling herangeführt worden, wobei der Stein fast verschüttet wurde (Tafel 1, Bild 1). Zur jetzigen Zeit liegt der Findling ca. 2 m über dem Erdreich. Die 7 herausgebrochenen Blöcke wurden von der Oberfläche abge-

trennt und liegen teilweise im Bach. Zwei Bohrlöcher sind zu erkennen (Tafel 1, Bild 2). Eventuell störte der Findling den Bachverlauf und sollte aus dem Bach entfernt werden.

Nach Einschätzung des Autors scheinen die angegebenen 23 m^3 ein zu geringes Volumen. Mit den von SCHMIDT & SCHULZ (1965) genannten Abmessungen ergibt sich bei einem berechneten Volumen von $V = f \times a \times b \times c$ ein Faktor von etwa f = 0,51. Nach SCHULZ (1998) zeigte sich, dass durch das Anheben einiger Findlinge der Formfaktor von f = 0,523, der sich bei Annahme eines dreiachsigen Ellipsoids ergibt, zu gering ist und man mit einem mittleren Formfaktor von 0,6 dem wahren Volumen am nächsten käme. Mit einem Formfaktor von f = 0,6 ergibt sich ein Volumen von V = 27 m^3.



Abb. 3: Lage des Findlings am Ende des Mühlendamms bei Trissow; Gelände zum Bach abfallend.

4. Gesteinsbeschreibung

Auf dem Findling fallen viele bis ca. 5 cm breite weiße Schlieren auf (Abb. 4), wobei seine Oberfläche an vielen Stellen sehr rau ist. Durch Beprobung des Findlings konnte makroskopisch neben Granat auch das Mineral Cordierit festgestellt werden. Granat und Cordierit sind Minerale, die häufig in metamorphen Gesteinen anzutreffen sind und viel Aluminium benötigen, das besonders in Sedimenten angereichert ist. Das Ausgangsgestein (Edukt) war also ein Sediment. Das Gestein wird als Paragneis bezeichnet, im Gegensatz zu den Gneisen aus magmatischen Gesteinen hervorgegangenen Orthogneisen. Nach den beiden charakteristischen Mineralkomponenten handelt es sich um einen granatführenden Cordieritgneis. Lässt sich der Granat an seiner weinroten Farbe relativ gut erkennen, so ist der Cordierit leicht mit Quarz zu verwechseln, wobei jedoch Quarz keine Spaltbarkeiten besitzt. Cordierit hat zwar nach VINX (2005) keine deutliche Spaltbarkeit, jedoch gegenüber Quarz eine Tendenz zu unvollkommenem muscheligen Bruch und zur Bildung unregelmäßiger Risse. Die Farbe ist ebenfalls charakteristisch grünlichblau. Eine besondere Eigenschaft von Cordierit ist seine Mehrfarbigkeit (Pleochroismus), weshalb die Farbe von der Richtung des Lichteinfalls abhängig ist. Dieser Effekt ließ sich in der Probe jedoch nicht nachweisen, da hierfür ein ungehinderter Lichteinfall durch alle Seiten des Kristalls notwendig ist. Die weißen Minerale konnten anhand der polysynthetischen Verzwillingung (an den Spaltflächen der Kristalle sind in Reflexionsstellung geradlinige parallele Verwachsungsnähte sichtbar) als Plagioklase bestimmt werden.



Abb. 4: Zahlreiche, oft linsenartige Schlieren leukokrater Minerale (Quarz, Feldspäte und Cordierit) in den Biotit- und Granat-reichen Lagen geben dem Gestein ein typisch gebändertes Aussehen.



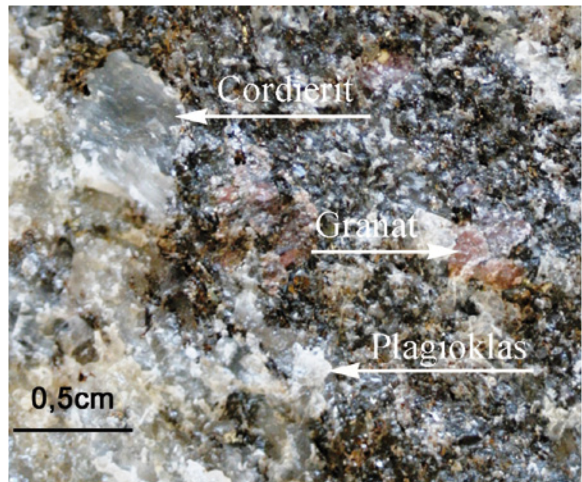


Abb. 5: Größte aufgeschlossene Mächtigkeit des Findlings von Trissow am Bachufer. Im oberen Bereich die wulstartig herausgewitterten Lagen des Leukosom. Deutlich erkennbar, teilweise auch herausgewittert, ist die fast orthogonale Hauptklüftung und die Foliation.

Abb. 6: Detailaufnahme mit den charakteristischen Mineralen.

5. Herkunftsbestimmung

Granatführende Cordieritgneise sind keine Leitgeschiebe, da sie sowohl in Schweden als auch in Norwegen und Finnland verbreitet sind. Außerdem kommen sie in Schweden nicht, wie für Leitgeschiebe gefordert, in einer begrenzten Region vor, sondern stehen großflächig in der Sörmlandmulde bei Stockholm an (Abb. 7). Dies ist mit hoher Wahrscheinlichkeit das Herkunftsgebiet des Trissower Findlings. Für diese Annahme sprechen sowohl die makroskopische Ausbildung des Gesteins im Vergleich zu abgebildeten Proben im Internet als auch die mikroskopische Analyse, die mit Beschreibungen nach Johansson wesentliche Übereinstimmung von Merkmalen aufweist. In der Umgebung des Findlings wurden zudem zahlreiche Geschiebe gefunden, die als typische Stockholm-Granite anzusehen sind. Das gemeinsame Auftreten dieser beiden in Schweden benachbarten Gesteine würde somit einen weiteren Hinweis über das Liefergebiet der Geschiebe der Region geben. Interessant ist in diesem Zusammenhang auch das Auftreten von zahlreichen Gneisen des Typs Sörmland mit Stockholm-Granit in der Findlingsmauer von Hohenzieritz. Diese Geschiebe zeigen teilweise Kontakte zu Pegmatitgängen auf. Das Auftreten von Pegmatitgängen in den Gneisen ist ein charakteristisches Merkmal in der Sörmlandmulde. Die Gesteine der Findlingsmauer von Hohenzieritz wurden u.a. in der Trissow benachbarten Kiesgrube bei Jarmen gewonnen.

Auf Grund seines landschaftsprägenden Vorkommens in Sörmland wird das Gestein für die Region als „Landschaftsstein“ (Landskapssten) der Provinz Södermanland geführt.

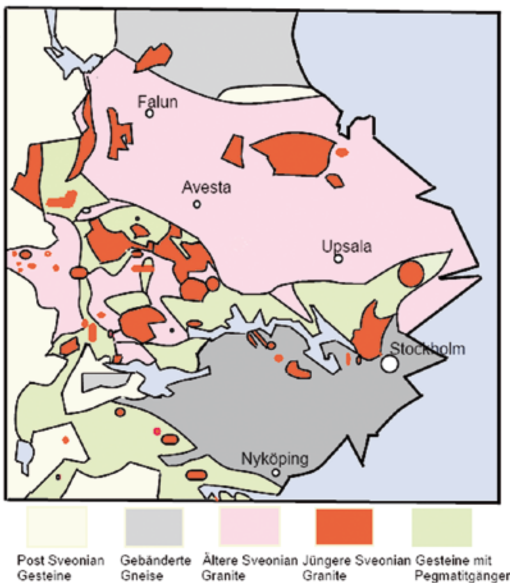


Abb. 7: Vereinfachte Karte des Auftretens der gebänderten Gneise (Paragneise) und der Granite in der Sörmlandmulde nach Magnusson (1950); Sveonian – Svekofennisch-karelischer Zyklus.

Petrographische Analyse [Karl-Jochen Stein, Waldsee]

Der Gneis weist makroskopisch und mikroskopisch eine deutliche Foliation, die richtungsorientierte Anordnung der Komponenten, auf. Meist längliche 0,5 bis 2 cm große Blasten von Feldspat und Quarz sowie auch kleinere von Cordierit und Granat werden von einer feinstkörnigen Matrix aus Biotit, Quarz und Feldspat umschlossen. Die Ausweisung einer prozentualen Zusammensetzung des Gesteins auf Grund einer mikroskopischen Analyse ist wenig sinnvoll, da durch die grobe bis dm-starke Bänderung die mineralische Zusammensetzung auf kurze Distanz stark schwanken

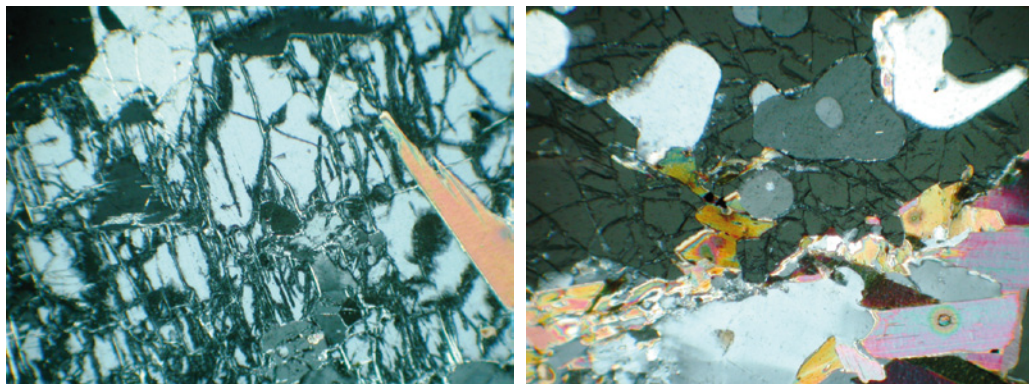


Abb. 8: Cordierit mit der typischen Pinitisierung (streifige und fleckige Durchsetzung des Minerals). Rechts unten ein Plagioklas, darüber ein Alkalifeldspat, rechts oben ein undulös auslöschender Quarz.

Abb. 9: Als isotropes Mineral ist der Granat unter dem Mikroskop schwarz, darin der gerade auslöschende Quarz als weiße und graue Felder (poikiloblastische Ausbildung). Deutlich erkennbar der feine Saum von Biotit (bunt) und Feldspat um den Granatkristall. An der unteren Bildkante liegt ein typisch undulös auslöschender Quarz mit seinem felderartigen Auslöschen – Bildbreite ca. 1 mm, gekreuzte Polarisatoren.

kann. So treten Geschiebe mit dunklen Biotit-reichen Bändern mit größerem Anteil an rotem Granat gegenüber Geschieben mit höherem Anteil an leukokraten (hellen) Gemengeteilen auf, wie Quarz, Feldspäten und Cordierit. Generell lässt sich die petrographische Zusammensetzung wie folgt charakterisieren:

- Biotit kann in den dunklen Lagen durchaus bis zu 70 % des Mineralanteils einnehmen, im Schnitt dürfte der Anteil rund 40 % betragen; die Größe der Aggregate liegt überwiegend um 1 mm; vereinzelt weisen die Biotitplättchen pleochromatische Höfe durch den Einschluss von radioaktivem Zirkon auf.
- Granat ist meist dunkelrot und häufig auch makroskopisch stark zerbrochen, dies weist auf eine teilweise bruchhafte (kataklastische) Beeinflussung des Gesteins hin; unter dem Mikroskop zeigt der Granat eine deutliche Rissbildung, die Risse sind überwiegend mit Hellglimmer verfüllt; charakteristisch ist die intensive poikiloblastische Struktur mit hauptsächlich Quarz (Abb. 9), selten Plagioklas und etwas Biotit; die überwiegend fast gerade Auslöschung des eingeschlossenen Quarzes lässt auf eine relativ späte poikiloblastische Ausbildung des Granats schließen, eventuell mit dem Eindringen der pegmatitischen Gänge; der Anteil an Granat beträgt ca. 5 %, kann aber bis zu 15 % in einzelnen Lagen ansteigen, die Größe der meist rundlichen Körner liegt zwischen 1 mm und 2 cm; häufig ist der Granat von einem mm-starken Ring von konzentrisch angeordnetem Biotit und Feldspat umschlossen.
- Quarz liegt sowohl als länglich-oval ausgebildete Aggregate bis cm-Größe vor und ist dann häufig schlierenartig in der Foliation angeordnet; gleichzeitig treten zahlreich bis 0,5 mm große xenoblastische Körner in der feinkristallinen Matrix zwischen den großen Blasten auf; die Korngrenzen sind deutlich gezackt; der Anteil an Quarz schwankt je nach Typ der Bänderung zwischen 10–30 %, ist deutlich undulös auslöschend und weist zahlreiche Risse und Fluidbahnen auf; einen Anteil von etwa 1 % nimmt fast gerade auslöschender Quarz mit geraden Korngrenzen und rundlicher Form ein, er stellt jüngere Bildungen aus der hydrothermalen Beeinflussung des Gesteins dar.
- Mikroklin (Alkalifeldspat) bildet den überwiegenden Anteil an Feldspat, wobei die bis 1 cm großen rundlichen Blasten weniger auftreten als solche aus Plagioklas; häufig tritt Mikroklin

in zerbrochenen Aggregaten bis 1 mm Größe in der Matrix auf; der Mikroklin ist frisch, weist jedoch häufig kataklastische Deformationen auf, wobei die Subkörner dann durch Hellglimmer verheilt sind; an den Kornrändern liegen oft kleinere Blasten vom Myrmikit oder gerade auslöschendem Quarz; je nach Ausbildung der Lagen beträgt der Anteil zwischen 5–25 %.

- Plagioklas (Ca-Feldspat) tritt sowohl in bis 1–2 cm großen Agglomerationen von 1–5 mm großen Körnern auf, als auch in der Matrix mit 0,1 mm Größe; der An-Gehalt ist stark differierend, dürfte jedoch auf Grund der engen ausgebildeten Zwillingslamellen recht niedrig sein; charakteristisch ist die starke Serizitisierung der Plagioklase mit höherem Na-Gehalt.
- Cordierit ist als typisches Mineral des Sörmlandgneises mit xenomorphen Körnern vorhanden; unter dem Mikroskop liegt beim Cordierit randlich und auf Spaltrissen eine intensive Pinitisierung vor (Abb. 8), die ebenfalls auf die hydrothermale Beeinflussung des Gneises hinweist; der Gehalt an Cordierit beträgt vermutlich um 3–5 % je nach Ausbildung der Bänderung des Gneises.
- Akzessorien bilden um 0,1 mm große Körner von Pyroxenen, Zirkon, Apatit und Magnetit sowie Füllungen von Kalzit und Hellglimmern in Zwickeln und feinen Klüften.

Die Gesamtzusammensetzung des Gesteins weist auf ein tonmineralreiches sedimentäres Ausgangsgestein hin.

6. Schlussbetrachtung

Im Vergleich zu den Gneisen gibt es bei den Graniten durch ihre meist enge lokale Typenausbildung eine erheblich größere Anzahl an Leitgeschieben. Gneise mit relativ gleichartigem Gefüge und Mineralbestand streichen jedoch oft in großen Gebieten Südschwedens aus. Dies bewirkt eine erschwerte Zuordnung von Gneisgeschieben zu lokalen Typen im Anstehenden Skandinaviens und damit das Fehlen von Leitgeschieben aus diesen Regionen. Eine genauere Mineralbestimmung der Gneise in Verbindung mit dem Gefüge und einem Vergleich mit den begleitenden Gesteinen ermöglicht eine genauere Herkunftsbestimmung metamorpher Geschiebe. Die Klärung der Herkunft von Gneisen in der Findlingsgemeinschaft ist deshalb von besonderer Bedeutung, weil durch die ungleiche Verteilung der Leitgeschiebevorkommen eine Verzerrung der Herkunftsgebiete von Geschieben zu Gunsten der Granite erfolgt. Mit der Herkunftsanalyse des Findlings von Trissow, der mit weiteren Gneisgeschieben in der Findlingsmauer von Hohenzieritz korrespondiert, konnte so ein Beitrag zur Herkunft von Geschieben in der Region um Jarmen geleistet werden.

Literatur

Deecke, W. (1909): Große Geschiebe in Pommern. – XI. Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft zu Greifswald. 1907–1908. Greifswald 1909.

Meng, S., Börner, A., Strahl, J. & H.-J. Thieke (2009): Bio- und lithostratigraphische Untersuchungen an fluviolimnischen Sedimenten aus dem Eem-Interglazial im unteren Peenetal (NO-Deutschland). – Brandenburg. Geowiss. Beitr., 16, 1/2S. 63–78, Cottbus.

Schmidt, H. & Schulz, W. (1965): Die größten Findlinge des Bezirkes Schwerin und Neubrandenburg. – Naturschutzarbeit in Mecklenburg 8, S. 7–17.

Vinx, R. (2005): Gesteinsbestimmung im Gelände. – Elsevier Spektrum Akademischer Verlag. 2005.

Schulz, W. (2003): Geologischer Führer für den Geschiebesammler. – cw Verlagsgruppe. Schwerin 2003.

Schulz, W. (1998): Zum Problem der Volumenberechnung von Findlingen; Der Geschiebesammler, Jahrgang 31, Heft 1, Jan. 1998.

Anschrift des Autors

Hans-Jörg Altenburg, Ringstraße 6, 17111 Utzedel, E-Mail: haltenburg@webasto.de

Neubrandenburger Geologische Beiträge
Band 11 / 2011 / Seiten 16–18 / DOI 10.3285/ngb.11.03
www.geologische-beitraege.de

GEOZON SCIENCE MEDIA
ISSN 1616-959X

Der Neubrandenburger Maler Manfred Asmuss und das geologische Naturerbe

Klaus Granitzki (Usadel)

Die mecklenburgische Eiszeitlandschaft ist durch die Vielfalt und den raschen Wechsel verschiedener Oberflächenformen, wie markante Höhenzüge, breit ausladende Niederungsgebiete, zahlreiche und unterschiedlich große Seen, langgestreckte Flusstallandschaften u. a. charakterisiert. Dem Reiz dieser attraktiven Landschaft als geologisches Naturerbe können sich die meisten Einheimischen und Touristen kaum entziehen.

Die besondere Naturraumausstattung Mecklenburgs wird seit Jahrhunderten bis in die Gegenwart von zahlreichen Malern in Bildern dargestellt. Zu ihnen gehört auch Manfred Asmuss, Mitglied des Geowissenschaftlichen Vereins Neubrandenburg e.V. Er wurde 1938 in Stargard/Pommern geboren und lebt seit dem Kriegsende in Mecklenburg. Er war bis 1990 als Hydrologe in der Oberflussmeisterei Neubrandenburg der Wasserwirtschaftsdirektion Stralsund und anschließend in leitenden Funktionen der Umweltverwaltung des Landes Mecklenburg-Vorpommern tätig. Manfred Asmuss malt seit seiner frühen Jugend. Von 1967 bis zur politischen Wende war er Mitglied im renommierten Zirkel für Malerei und Grafik des Wohnungsbaukombinates in Neubrandenburg und der Förderklasse des gleichnamigen Bezirkes. Er beteiligte sich an zahlreichen Ausstellungen im In- und Ausland. In den letzten zwanzig Jahren konzentrierte er sich mehr auf Personalausstellungen. Im heutigen Ruhestand ist er bestrebt, seine Kenntnisse und Fähigkeiten in der Kunst des Malens an Interessierte innerhalb eines Malzirkels weiterzugeben.



Abb. 1: Manfred Asmuss bei Studien im Findlingsgarten Neubrandenburg-Hinterste Mühle.

Seine berufliche Tätigkeit als Hydrologe hatte immer einen Bezug zur Natur und zu der durch glaziale Vorgänge geprägten Landschaft. Mit den Augen eines Malers entdeckte er besonders schöne Landschaftsmotive und Geoobjekte, die er mit seinen künstlerischen Mitteln auf dem Papier darstellte. Bereits 1970 malte er den Kiessandtagebau Hinterste Mühle in Neubrandenburg. Dieses Bild ist zweifellos Kunstwerk und Zeitdokument zugleich. Vielen Geointeressierten ist seine Bilderserie über diesen Tagebau bekannt, die er anlässlich des 125-jährigen Jubiläums dieses Rohstoffabbaus 2001 schuf und in einer Ausstellung präsentierte. Auch die Teilnahme an Exkursionen des Geowissenschaftlichen Vereins nutzte Manfred Asmuss zum Malen markanter geologischer Bildungen und Sehenswürdigkeiten, z.B. der berühmten Raukare auf Gotland im Jahr 2009.



Abb. 2: Skizze Tollensemäander bei Altentreptow, Feder/Aquarell, 2004.

Sein Aquarell „Mäander der Tollense bei Kessin“ auf dem Titel dieses Bandes entstand im März 2004. In der Darstellung wird seine große Zuneigung zum geologischen Naturerbe in der Neubrandenburger Region deutlich. Das Bild zeigt die noch heute naturnahe Flusstallandschaft der Tollense wenige Kilometer nördlich von Altentreptow. Der Flusslauf hat, begünstigt durch das geringe Gefälle, typische Mäander (Flussschlingen) ausgebildet (Buddenbohm 2010). Lehrbuchhaft ist der Wechsel von steilen Prall- und flachen Gleithängen im Fluss infolge der Veränderungen der Lage des Stromstrichs zu erkennen, die zur Abtragung an den Prallhängen und zur Ablagerung von Sediment auf den Gleithängen führen. Die Ausformung des Tollensetals begann bereits im späten Pommerschen Stadium der Weichsel-Kaltzeit vor ca. 15.000 Jahren, als infolge langsam ansteigender Jahresmitteltemperaturen und im Zuge des großräumigen Eiszerfalls das Schmelzwasser entsprechend dem nach Norden gerichteten Gefälle in einer offenen und breiten Rinne abfloss. Meist feinkörnige Sande (Talsande) lagerten sich zunächst auf dem Talboden ab. Anschließend kam es über den Talsanden zum Moorwachstum. Im Flusstal der Tollense entstand so ein großes Durchströmungsmoor, in dem noch vor wenigen Jahrzehnten Torfstiche zur Gewinnung von Brennmaterial unterhalten wurden.

Manfred Asmuss beobachtet genau, schafft mit seinen Werken aber kein fotografisches Abbild. Bei näherer Betrachtung offenbart seine künstlerische Reflektion der Landschaft das Wissen um ihre geologische Entwicklung. So geben seine Bilder einen künstlerischen Anstoß zur Beschäftigung mit der Entstehungsgeschichte unserer Eiszeitlandschaft.

Die Kunstwissenschaftlerin und Journalistin Astrid Volpert (1998) hat die Landschaftsmalerei des Hobbymalers Manfred Asmuss wie folgt charakterisiert: „Die hüglige, eiszeitlich geformte, seenreiche Umgebung Neubrandenburgs inspiriert den in seiner Freizeit als Maler agierenden In-



Abb. 3: Skizze Die Lieps, Feder/Aquarell, 2004.

genieur zum Festhalten der natürlichen Reize einer intakten Landschaft auf dem Papier. Er kennt die Stellen, wo sie besonders urwüchsig ist und weiß ihre Schönheiten im Wechsel der Jahreszeiten einzufangen [...]. Asmuss hat einen sicheren Blick für stimmungsvolle Motive und Details. Die Technik des Aquarells, die es erlaubt, Eindrücke unmittelbar spontan farblich zu verarbeiten, wird von ihm lustvoll und sicher gehandhabt."

Literatur

Buddenbohm, A. (2010): Im Reich der großen Steine – Herbstexkursion 2010. – Exkursionsführer des Geowissenschaftlichen Vereins Neubrandenburg e.V., unveröff.

Volpert, A. (1998): Kunst im öffentlichen Raum. – LVA Mecklenburg-Vorpommern (Hrsg.), Berlin.

Anschrift des Autors

Klaus Granitzki, Prillwitzer Weg 1, 17237 Usadel, E-Mail: findlingsscheune.usadel@online.de

Neubrandenburger Geologische Beiträge
Band 11 / 2011 / Seiten 19–28 / DOI 10.3285/ngb.11.04
www.geologische-beitraege.de

GEOZON SCIENCE MEDIA
ISSN 1616-959X

Die Blekinge-Region – Gesteine im Anstehenden und als Geschiebe

Hans-Jörg Altenburg (Utzedel)

Eine Exkursion führte Mitglieder des Geowissenschaftlichen Vereins Neubrandenburg e.V. in die Region Blekinge in Südschweden. Sie bildet durch ihre zahlreichen anstehenden Granite und Gneise ein wesentliches Liefergebiet für die Geschiebe im östlichen Mecklenburg und Vorpommern. Gesteine aus der Region Blekinge werden als Geschiebe in der Umgebung von Neubrandenburg angetroffen und beschrieben.

Einführung

Interessierten mich als langjährigen Geschiebesammler schon immer die Leitgeschiebe Skandinaviens mit ihren Herkunftsgebieten, ihren Merkmalen und den verschiedensten Gefügen (Struktur und Textur), so rücken zunehmend Fragen der Gesteinsbestimmung sowie der Entstehung der Gesteine in den Vordergrund. Und was sind eigentlich die *typischen* Gesteine bestimmter skandinavischer Regionen? Beschränken sich Leitgeschiebe doch im Allgemeinen nur auf eng begrenzte Gebiete und sind in der Regel die Ausnahme. Dass sich mit Leitgeschieben die Bewegungsrichtungen der Gletscher rekonstruieren lassen ist zweifellos richtig, jedoch geht es mir darum, nach Möglichkeit die Herkunft der Geschiebe, die sowohl unser Landschaftsbild mit z.B. den Findlingen als auch die frühgeschichtlichen Kulturdenkmäler prägen, zu bestimmen.

Im Mai 2011 nahm ich deshalb die Gelegenheit wahr, an einer einwöchigen Exkursion mit Prof. Lindh (Schweden/Lund) und Dr. Krauss (Stralsund) nach Südschweden teilzunehmen. Hier konnte ich viele Gesteine im Anstehenden ‚unter Hammer und Lupe' nehmen. Die Exkursion hatte insgesamt 42 Teilnehmer, die u.a. aus Brandenburg, Potsdam, Berlin, Sachsen-Anhalt, Thüringen, Greifswald und Güstrow kamen. Vom Geowissenschaftlichen Verein Neubrandenburg e.V. nahm eine beachtliche Anzahl von vier Mitgliedern teil. Prof. Lindh hatte ein Mammutprogramm mit 43 Exkursionspunkten vorbereitet, die dann auch fast alle absolviert wurden.

Geographische und Geologische Lage

Mit der Exkursion sollten die typischen Gesteine Südschwedens in ihrer geologischen und tektonischen Stellung sowie ihrem Gefüge und Aussehen vorgestellt werden (Abb. 1). Ausgangspunkt zu den Exkursionspunkten in Schonen und Blekinge war Kristianstad. In Schonen stehen Sedimente phanerozoischen Alters an. Die darin auftretenden Diabase im Nordosten Schonens bildeten in der Vergangenheit die Grundlage einer bedeutenden Gesteinsindustrie. Die Gesteine der Blekinge-Region unterlagen im Unterschied zu Schonen differenzierten Metamorphosen. Die gesamte Region ist durch ihre Lage gegenüber Mecklenburg-Vorpommern ein relativ nahes Herkunftsgebiet für zahlreiche Geschiebe in unserem Jungmoränengebiet. Daraus ergibt sich eine Vielfalt unterschiedlicher Gesteine in den Geschiebegemeinschaften, insbesondere des Pommerschen Stadiums.

Die nächste Station war Vimmerby. Von hier aus erkundeten wir die Gesteine des TIB (Transscandinavian Igneous Belt bzw. Transskandinavischer Magmatitgürtel - TMG) bis zur Protoginzone. Der TIB ist das Ergebnis von Subduktionsvorgängen, die nach Ansicht der Exkursionslei-

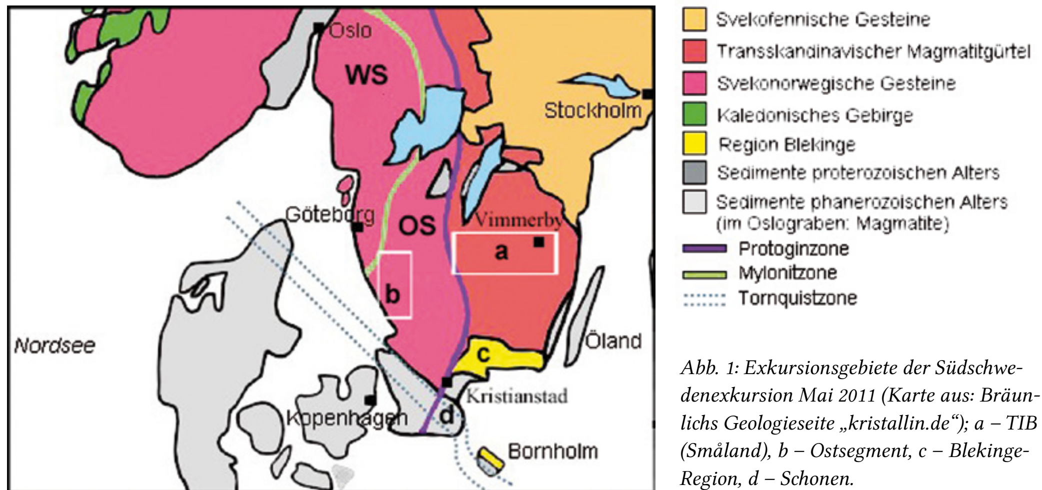


Abb. 1: Exkursionsgebiete der Südschwedenexkursion Mai 2011 (Karte aus: Bräunlichs Geologieseite „kristallin.de“); a – TIB (Småland), b – Ostsegment, c – Blekinge-Region, d – Schonen.

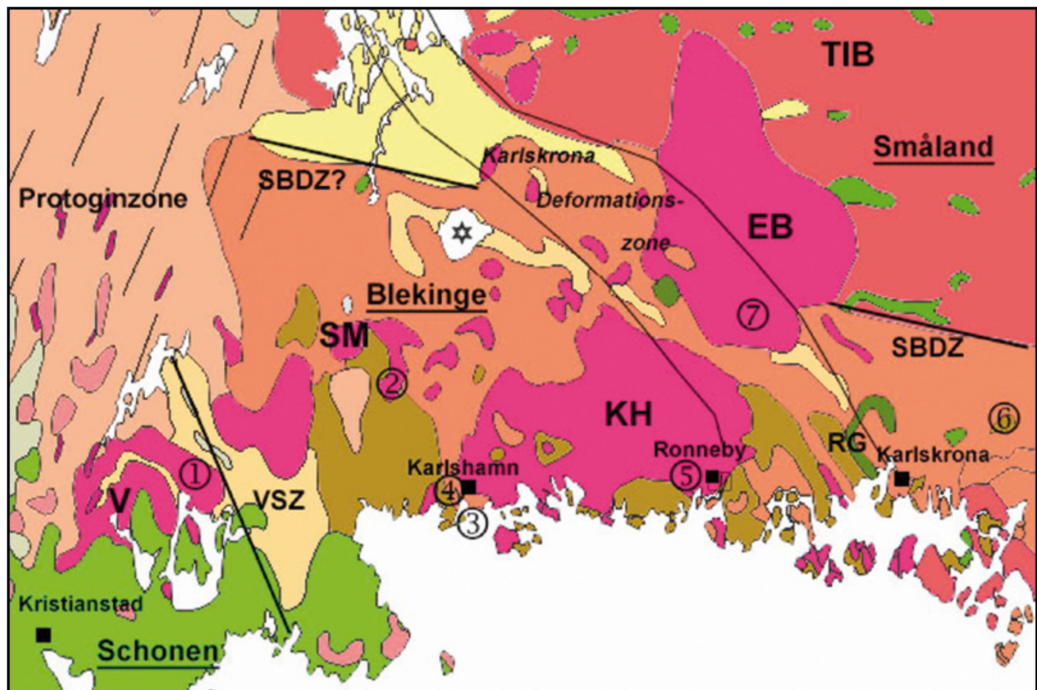


Abb. 2: Die geologische Karte der Blekinge-Region (nach Johannson): TIB – Transscandinavien Igneous Belt, SBDZ – Småland-Blekinge Deformationszone, VSZ – Västanå Shear Zone, V – Vånga-Granit, SM – Spinkamåla-Granite, KH – Karlshamn-Pluton, EB – Eringsboda-Pluton, RG – Rönneby-Gabbro.

ter noch weiterer Forschungen bedürfen. Sind die Gesteine des TIB gar nicht oder nur schwach metamorph überprägt, so waren die Gesteine westlich des TIB wesentlich höheren Belastungen ausgesetzt. Hier befindet sich die Protoginzone (oder auch Småländer Erdnaht genannt), welche eine bis 30 km breite, sehr tief reichende Scherzone darstellt und als Bruchstruktur innerhalb einer kontinentalen Platte betrachtet wird.

Die letzte Station war Göteborg. Von hier aus ging es zu den Exkursionspunkten im Ostsegment bis zur Mylonitzone. Das Ostsegment schließt sich westlich der Protoginzone an, welches zusammen mit dem Westsegment als „Südwestschwedisches Gneisgebiet“ bezeichnet wird. Hier befinden sich Gesteine der Hochdruckmetamorphose (z.B. Charnockit und Eklogit). Vom Ostsegment zum TIB gibt es einen um mehrere Kilometer bestehenden vertikalen Versatz, wobei das Ostsegment gegenüber dem TIB angehoben ist. Die Gesteine beider Seiten der Zone sind verwandt. Zwischen Ost- und Westsegment befindet sich die Mylonitzone, bestehend aus hochgradig deformierten Gesteinen.

Geologische Lage der Blekinge-Region

Die Blekinge-Region (Abb. 2) wird von den Smålandgraniten und Porphyren des TIB im Norden durch die Småland-Blekinge Deformationszone begrenzt (Krauss 1996, Lindh 2001). Im Westen wird sie durch die Protoginzone und im Südwesten Skandinaviens von den Gneisen des Ostsegmentes begrenzt. Mitten durch den Karlshamn- und den Eringsboda-Granit verläuft die Karlskrona-Deformationszone, die einen Verlauf von Südosten nach Nordwesten nimmt. Lange wurde der Blekinge-Küstengneis mit 1,7 Milliarden Jahren als ältestes Gestein Blekinges angesehen. Nach neueren Datierungen von Johansson et al. (2006) ist jedoch der überwiegende Teil des Grundgebirges der Blekinge-Region mit Ausnahme der Karlshamn-Granite in einem begrenzten Zeitintervall von 1,77-1,75 Milliarden Jahren entstanden, das heißt gleichzeitig oder nur etwas später als die Granitoide im Süden Smålands, für die eine Entstehung von 1,81-1,76 Milliarden Jahren angegeben wird. Anschließend wurde die Blekinge-Region relativ zu der südlichen Småland-Region angehoben, wobei die hochdeformierten Blekingegesteine gegenüber den nahezu undeformierten Småland-Granitoiden entstanden. Die Karlshamn- und Eringsboda-Granite intrudierten vor ca. 1,45 Milliarden Jahren in das Blekingegebiet und führten möglicherweise zu weiteren regionalen Deformationen.

Typische Gesteine der Blekinge-Region

Unser erster Exkursionspunkt in der Blekinge-Region führte uns in einen Steinbruch auf dem Vångaberg (Abb. 3), der sich nahe der Protoginzone befindet. Hier wird der deformierte bis teilweise stark deformierte Vånga-Granit (Orthogneis) abgebaut (Tafel 1, Bild 1). Wegen seiner roten Farbe und seinem Gefüge ist er als Werkstein sehr gefragt. Größere Mengen sind als Wegeplatten in den Ringstrassen entlang der Stadtmauer von Neubrandenburg verbaut (Abb. 4 und 5). Er ist sehr homogen und relativ gleichkörnig. Als Geschiebe sind kaum Fundmeldungen bekannt und so ist der Status als Leitgeschiebe umstritten.

Petrographische Beschreibung des Vånga-Granits [Karl-Jochen Stein, Waldsee]

Das Gestein weist eine intensive Richtungsorientierung auf. Alle Mineralkomponenten sind in ihrer Längsachse in der Foliation ausgerichtet. Die länglichen bis rundlichen tiefroten Kalifeldspäte und etwas grauer Quarz werden dabei von einer feinkörnigen Matrix umschlossen. Diese besteht aus Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz und einem recht geringen Anteil an Biotit. Der Biotit zeigt im Dünnschliff häufig pleochromatische Höfe um eingeschlossenen Zirkon. Vereinzelt tritt auch stark



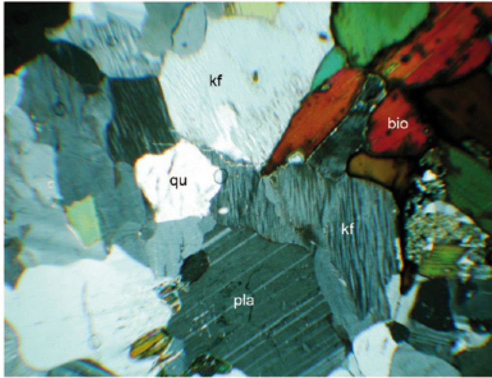
Abb. 3: Steinbruch des Vånga-Granit (Orthogneis), der Abbau erfolgt mittels Bohrungen und schonendem Sprengen, rechts im Bild gut erkennbar das typische fast orthogonale Kluftsystem, die gewonnenen Blöcke können Größen von 2 x 2 x 3 m aufweisen.

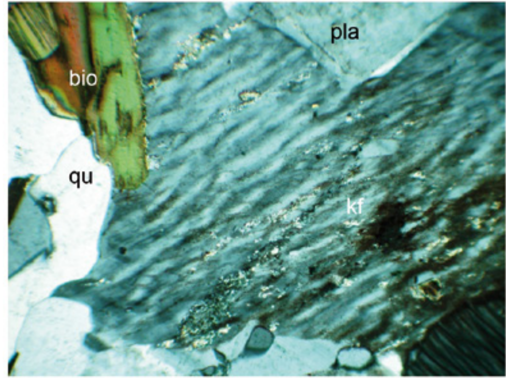
alterierte Hornblende auf. Die Kalifeldspäte weisen eine intensive mikroperthitische Struktur auf. Hierbei handelt es sich um spindelförmige Entmischungen von Na-Feldspat (Albit) im Kalifeldspat während des Abkühlungsprozesses bei der Gesteinsbildung.

Die metamorphe Beeinflussung des Gesteins wird mikroskopisch neben der erkennbaren Foliation sowohl durch die undulöse Auslöschung des Quarzes und zahlreich an Linien verlaufende Versetzungen der Spindelorientierung in den Kalifeldspäten als auch in der bruchhaften Versetzung von Zwillingslamellen in den Plagioklasen sichtbar. Die intensive rote Färbung des Gesteins wird durch die sehr feine Durchsetzung des Kalifeldspats, aber auch feinster Klüfte, mit Hämatit bewirkt.

Der Spinkamåla-Granit (Tafel 1, Bild 2) in Gränum war unser nächster Exkursionspunkt. Er ist wie der Vånga-Granit ein Leitgeschiebe, das aber ebenfalls nicht häufig gefunden wird. Die Ursache könnte in seinem unauffälligen Erscheinungsbild und den wenig markanten Merkmalen im Mineralbestand und Gefüge liegen. Er ist mittel- bis feinkörnig, hat klare Korngrenzen und kann auch einzelne größere Kalifeldspatkristalle führen. Seine Farbe variiert von grau bis grau-rötlich. Ein sehr ähnliches Gestein ist der Halen-Granit, wobei im allgemeinen aber zwischen Spinkamåla- und Halen-Granit nicht unterschieden wird, da der Spinkamåla-Granit gewöhnlich nur feinkörniger ist und äußerlich dem Spinkamåla-Granit nahezu gleicht. Chemisch und mineralogisch ist er ähnlich ausgebildet wie der Blekinge-Küstengneis.

Der Blekinge-Küstengneis (Tafel 1, Bild 3) steht auf der Insel Boön bei Karlshamn in engem Kontakt zum Karlshamn-Granit an. Er ist fein- bis mittelkörnig, von grauer bis grau-rötlicher Farbe und sehr feldspatreich (Abb. 7). Der Gneis wird als ostsüdöstliche Fortsetzung ähnlicher in Nord-







pla - Plagioklas
kf - Kalifeldspat
qu - Quarz
bio - Biotit

oberes Bild links - Bildlänge 3 mm, gekreuzte Pol.
oberes Bild rechts - Bildlänge 1 mm, gekreuzte Pol.
unteres Bild links - Bildlänge 1 mm, parallele Pol.

Abb. 4: Dünnschliffaufnahmen des Vånga-Granit (Orthogneis): In den Kalifeldspäten ist die spindelförmige Absonderung des Albits deutlich ausgebildet (Perthit), die bandförmige Trübung im Kalifeldspat weist auf die Bildung von Serizit im Verlaufe der Gneisbildung hin, die bräunliche Färbung im Kalifeldspat wird durch fein verteilten Hämatit gebildet und färbt das Mineral tiefrot; die dunklen Punkte im Biotit stellen pleochromatische Höfe um eingeschlossene Zirkone dar; deutlich erkennbar die Zwillingslamellen des Plagioklas.

ostschonen vorkommender Gneise angesehen, die aber weniger stark metamorph überprägt sind.

Direkt in Karlshamn befindet sich an einer Straße gegenüber einem Steinbruch ein aufgeschlossener Diabasgang (Abb. 8). Dieser Diabas (Tafel 1, Bild 4) ist das jüngste Gestein Blekinges und hat ein Alter von etwa 940 bis 950 Millionen Jahren. Er gehört zur Gruppe der Blekinge-Dalarna-Diabase, die als Gangschwarm von der Südküste Blekinges entlang der Protoginzone bis nach Ostnorwegen verfolgbar sind. Die Gänge sind im Süden breiter und werden nach Norden schmaler.

Der nächste Exkursionspunkt galt dem Karlshamn-Granit (Tafel 1, Bild 5) am Rastplatz Galtsjön an der E 22. Er steht recht großflächig an und ist durch seine grobkörnigen, rötlich bis fleischfarbenen oder auch grauen, bis 5 cm und stellenweise sogar bis 10 cm großen Kalifeldspäte relativ leicht zu erkennen. Viele der Kalifeldspäte sind Karlsbader Zwillinge, d.h. es sind Doppelkristalle und beim Bewegen des Steins reflektiert immer nur eine Hälfte des Zwillings. Das Gestein kann am Rand des Massivs schwach eingeregelte Kalifeldspäte (Paralleltextur) zeigen, was aber nicht typisch ist. Biotit kommt in schmalen, einige Zentimeter langen Streifen vor, wodurch der Karlshamn-Granit sehr kontrastreich erscheint. Quarz kann in verschiedenen Farben wie grau, violett, blau oder weiß vorkommen; die Plagioklase sind hell bis gelblich. Ein wichtiger Nebenbestandteil ist Titanit. Mit einem Alter von etwa 1,45 Milliarden Jahren gehört der Karlshamn-Granit zu den jüngsten Graniten des schwedischen Grundgebirges.

Der Eringsboda-Granit, ein Exkursionspunkt in Haraldsmåla, unterscheidet sich vom Karlshamn-Granit durch eine Ummantelung der roten Alkalifeldspatkristalle mit weißem Plagioklas. Es kommen auch weiße Plagioklase mit einer Ummantelung von Kalifeldspat vor. Man vermutet, dass sich der Eringsboda- und Karlshamn-Granit in der Tiefe vereinigen. Die Spinkamåla-ähnlichen Granite, die zwischen den beiden großen Massiven auftreten, könnten aus derselben Magmenkammer stammen, was aber nicht bewiesen ist.

Letzter Exkursionspunkt im Blekingegebiet war Bomåla südlich der Småland-Blekinge-Störungszone. Hier steht der Tving-Granit (Tafel 1, Bild 6) an, der schwach bis deutlich foliiert ist. Auffallend sind größere fremdgestaltige (xenomorphe) Kristalle von Kalifeldspat. Diese entstanden vermutlich aus ursprünglich idiomorphen Einzelkristallen, die durch bruchhafte Deformation in kleinere Kristalle aufgeteilt wurden.



Abb. 5: Der Blekinge Küstengneis auf der Insel Boön mit den typischen kalifeldspatreichen Lagen.



Abb. 6: Der Diabasgang bei Karlshamn und die Exkursionsführer Prof. Lindh (Mitte).

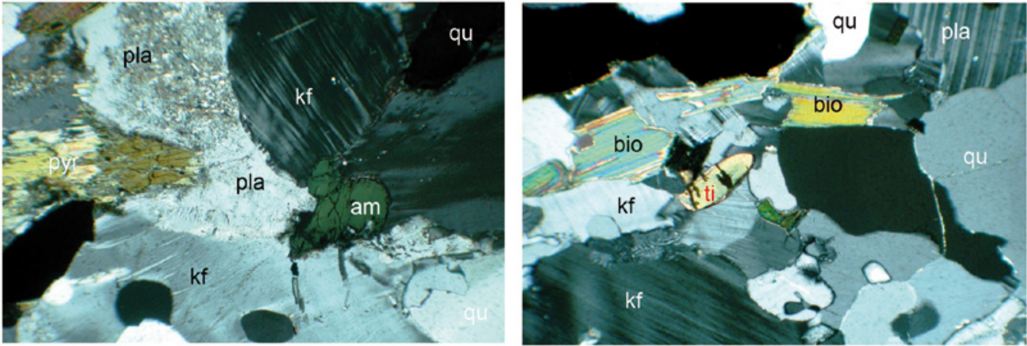


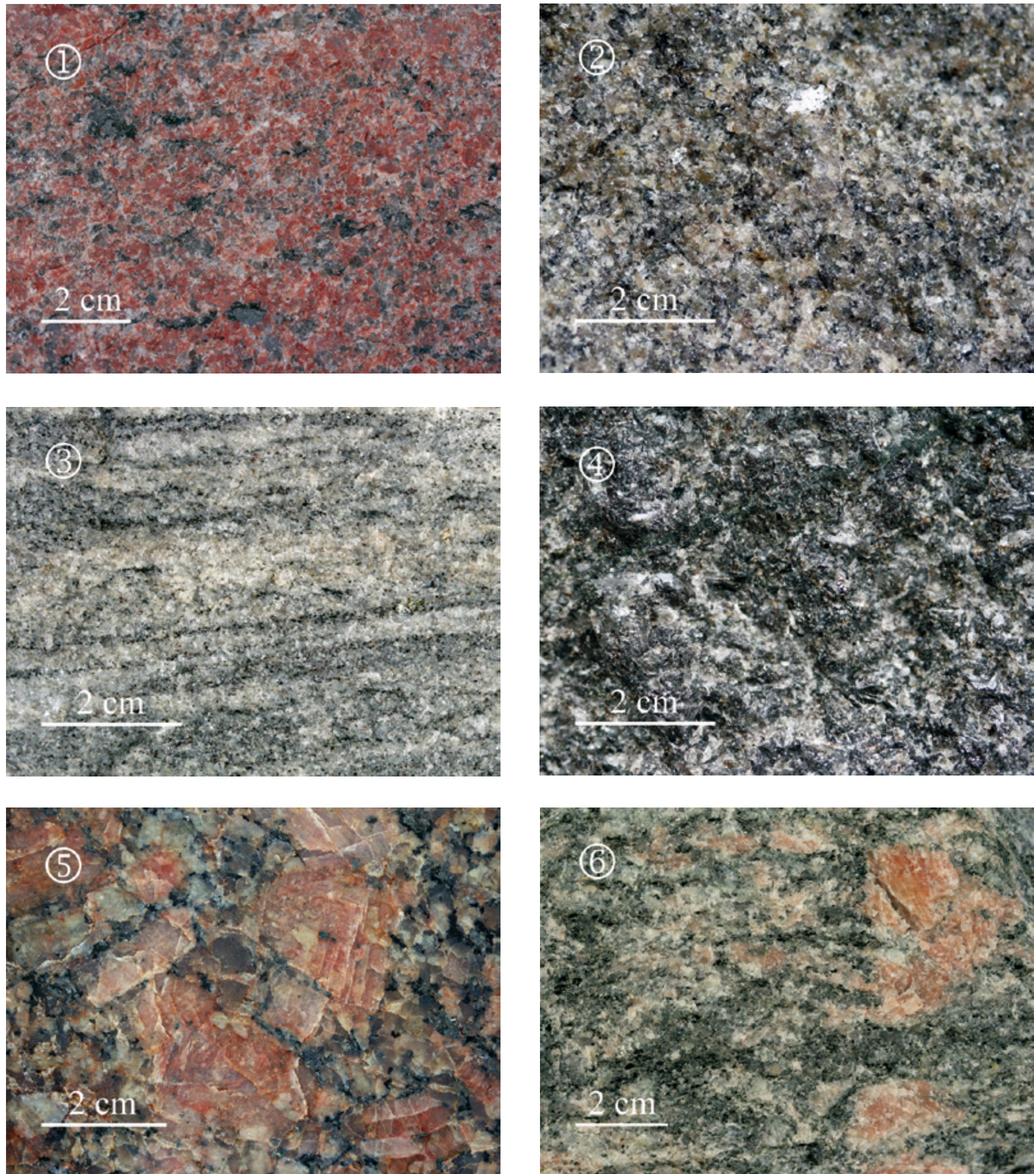
Abb. 7: Dünnschliffaufnahmen des Gerölls aus dem Konglomerat von der Hintersten Mühle (links) und einer Probe des Blekinge-Küstengneises aus dem Anstehenden; Abk. siehe Abb. 4, pyr – Pyroxen, am – Amphibol, ti – Titanit; die Trübung des Plagioklas des Gerölls weist auf dessen starke Alteration hin; der Kalifeldspat im Geröll liegt überwiegend als Perthit vor, im Küstengneis sowohl perthitisch als auch mit Mikroklingitterung (Bildmitte); links unter dem Titanit Myrmikit; Bildlänge 1 mm, gekreuzte Polarisatoren.

Regionale Geschiebe der Blekinge-Region

Für ein größeres Geschiebe im Findlingsgarten „Hinterste Mühle“ in Neubrandenburg (Tafel 2, Bild 1 und 2) wurde als vermutliche Herkunft die Blekinge-Region angesehen. Es ist ein Konglomerat mit einem Volumen von ca. 1,3 m^3. Beim Vergleich der rundlichen Gerölle des Konglomerates mit einer Probe des Blekinge-Küstengneises der Insel Boön fallen die nahezu gleichen Gefügemerkmale auf, wobei die Struktur des Gerölls etwas grobkörniger und rötlicher erscheint. Die vergleichende Analyse mittels Dünnschliff aus dem Geröll und einer originalen Probe des Blekinge-Küstengneises erbrachten jedoch keine Übereinstimmung. Während es sich beim Geröll des Konglomerates um einen Pyroxen- und Amphibol-führenden Gneis mit etwa ausgewogenen Anteilen von Alkalifeldspäten und Plagioklasen handelt, ist die Probe aus Blekinge ein alkalifeldspatreicher Gneis mit recht hohen Gehalt an Titanit (Gesteinsanalyse von K.-J Stein). Damit ist die Herkunft des selten anzutreffenden Konglomerats weiterhin unbekannt.

Der Karlshamn-Granit als bekanntestes Gestein der Blekinge-Region tritt in der Region um Neubrandenburg relativ häufig auf. So konnten z.B. im Kiessandtagebau „Hinterste Mühle“ in Neubrandenburg mehrere Geschiebe des Karlshamn-Granits gefunden werden. Als Beispiel für einen Eringsboda-Granit an Stelle einer Gesteinsprobe ist in Tafel 2, Bild 3 und 4 der Taufstein der Kirche in Prillwitz abgebildet. Die Ummantelung der roten Kalifeldspäte mit weißem Plagioklas und einzelne abgerundete Kalifeldspäte als Folge lokaler Deformation lassen sich gut erkennen.

Durch die Beschäftigung mit dem Blekinge-Gebiet wurde ich auf den Rödeby-Gabbro aufmerksam, der in Rödeby nahe Karlskrona ansteht und kein Exkursionspunkt war. Die Merkmale des Gesteins sind Olivin und große glänzende Pyroxene in einer weißfleckigen Grundmasse. Es handelt sich um ein Gestein des Erdmantels, welches im Zuge der Blekinge-Deformation intrudierte. Entgegen meinen früheren Vermutungen, dass es sich um ein recht seltenes Geschiebe handelt, konnte ich bei Strandbesuchen auf Rügen in Varnkevitz/Arkona zahlreiche Fundstücke des Rödeby-Gabbros auffinden. Interessant an diesem Gestein ist dessen Variabilität im Gefüge und Mineralbestand, so dass jedes Fundstück anders aussehen kann. In Tafel 2, Bild 5 ist die Detailansicht eines Geschiebes (a: Maße ca. 30 x 27 x 25 cm) mit sehr viel Olivin und auf Bild 6 ein Geschiebe (b) mit vielen glänzenden Pyroxenkristallen abgebildet. Beide Fundstücke sind Kumulatgesteine (lat. cumulus = Haufen), die als Produkt magmatischer Sedimentation gedeutet werden. Beim Abküh-



Tafel 1: Typische Gesteine der Blekinge-Region. 1 – Vånga-Granit, 2 – Spinkamåla- Granit, 3 – Blekinge-Küstengneis, 4 – Karlshamn-Diabas, 5 – Karlshamn-Granit, 6 – Tving-Granit.

len des Magmas wird die Komponente mit dem höchsten Schmelzpunkt auskristallisiert und sinkt durch gravitative Differentiation infolge der höheren Dichte nach unten. Aus der Restschmelze kristallisiert nun jene Komponente mit dem nächst höheren Schmelzpunkt aus, um wieder nach unten abzusinken. Die Differentiation beginnt mit Olivin und beim weiteren Abkühlen werden dann Pyroxene abgeschieden. Besonders das Geschiebe (a) weist gegenüber einem etwa gleichgro-



Tafel 2: Geschiebe aus der Blekinge-Region. 1 – Findling Konglomerat Hinterste Mühle (Größe ca. 1,15 x 1,25 x 1,60 m), 2 – Findling HM (Detailansicht; der Objektivdeckel hat einen Durchmesser von D = 58 mm), 3 – Taufstein Prillwitz, D x H = 93 cm x 60 cm), 4 – Taufstein Prillwitz, Detailansicht, 5 – Olivin-Gabbro (a), 6 – Olivin-Gabbro (b).

ßen Granitgeschiebe ein merklich höheres Gewicht infolge der hohen Dichte des Olivins auf. Da der Rödeby-Gabbro kein Leitgeschiebe ist, die gefundenen Geschiebe aber die charakteristischen Merkmale des Rödeby-Gabbros aufweisen, kann davon ausgegangen werden, dass die Herkunft dieser Geschiebe wegen der geringen Entfernung Rödeby sein wird.

Schlussbetrachtung

Die Blekinge-Region ist zwar ein relativ kleines, aber doch sehr interessantes geologisches Gebiet. Werden stark deformierte Gesteine und Gneise oft zu schnell als ‚nicht bestimmbar' abgetan, so kann es doch sehr lohnenswert sein, sie etwas genauer zu betrachten, denn gerade für unsere Region ist Blekinge ein sehr wahrscheinliches Liefergebiet kristalliner Geschiebe.

Diese Exkursion trug dazu bei, auch eher unauffälligen oder scheinbar unattraktiven Gesteinen mehr Aufmerksamkeit zu widmen, um Geschiebe wie den Vånga-, Spinkamåla- sowie den Tving-Granit in unserer Region aufzuspüren und zu bestimmen.

Literatur

Bräunlich, M.: www.kristallin.de

Johansson, Å., Bogdanova, S., Čečys, A. (2006): A revised geochronology for the Blekinge Province, southern Sweden. – GFF 128/4, S. 282-302

Krauss, M., Franz, K.-M., Hammer, J. & Lindh, A., (1996): Zur Geologie der Småland-Blekinge-Störungszone (SE-Schweden). *Zeitschrift für geologische Wissenschaften 24,* 273–282.

Lindh, A., Krauss, M. & Franz, K.-M., (200)1: Interpreting the Småland-Blekinge Deformation Zone from chemical and structural data. *GFF 123,* 181–191.

Smed, P. & Ehlers, J. (1994): Steine aus dem Norden. Geschiebe als Zeugen der Eiszeit in Norddeutschland. - Gebrüder Bornträger, Berlin-Stuttgart

Wilske, H.: www.skan-kristallin.de

Zandstra, J.G. (1999): Platenatlas van noordelijke kristallijne gidsgesteenten. – Backhuys Publishers, Leiden 1999.

Anschrift des Autors

Hans-Jörg Altenburg, Ringstraße 6, 17111 Utzedel, E-Mail: haltenburg@webasto.de

Neubrandenburger Geologische Beiträge
Band 11 / 2011 / Seiten 29–44 / DOI 10.3285/ngb.11.05
www.geologische-beitraege.de

GEOZON SCIENCE MEDIA
ISSN 1616-959X

Klassifikation und Aufbau ausgewählter Vorkommen glazilimnischer Sedimente nördlich der Pommerschen Eisrandlage im brandenburgischen Abschnitt der Erdgasfernleitung OPAL

Olaf Juschus (Berlin), Norbert Schlaak (Cottbus)

1. Einführung

Die Ostsee-Pipeline-Anbindungsleitung (OPAL) verläuft über 470 km von Lubmin bei Greifswald bis nach Olbernhau an der deutsch-tschechischen Grenze (vgl. Höhlschen 2011). 270 km der Leitung durchziehen von Nord nach Süd das östliche Brandenburg (Abb. 1). Die Pipeline mit einem Durchmesser von 1,40 m wurde im brandenburger Abschnitt zwischen April 2010 und April 2011 verlegt. Im Zuge des Leitungsbaus wurde ein nahezu kontinuierlicher Aufschluss von 2,5 bis 3,5 m Tiefe geschaffen, der einmalige Einblicke in die oberflächennah anstehenden Ablagerungen bot. Ein erster, zusammenfassender Überblick der Ergebnisse wurde für Brandenburg von Juschus et al. 2011 gegeben, für den nördlich angrenzenden Abschnitt Vorpommerns von Börner et al. 2011.

Der folgende Artikel konzentriert sich auf die glazilimnischen Ablagerungen zwischen der nördlichen Landesgrenze Brandenburgs und der Pommerschen Eisrandlage bei Oderberg. In der Literatur wurden bisher vor allem die Staubeckensedimente in unmittelbarer Näher der Pommerschen Eisrandlage beschrieben (Beschoren 1934, Schirmeister 1999). Weiter nördlich liegende Vorkommen sind zwar in den geologischen Kartenwerken verzeichnet (GK 1:25.000, LKQ, GÜK 300); nähere Untersuchungen zu ihrem Aufbau liegen jedoch bisher nicht vor.

2. Allgemeiner Überblick über den Trassenaufschluss nördlich der Pommerschen Eisrandlage

Nördlich der Pommerschen Eisrandlage verläuft die OPAL vor allem über ausgedehnte Grundmoränenflächen (vgl. Juschus et al. 2011). So ist es wenig überraschend, dass der Grabenaufschluss entlang der Trasse von glazigenen Sedimenten, vor allem von Geschiebemergel (synonym: Till) dominiert wird. Im Trassenverlauf wurden einerseits längere Abschnitte angetroffen, bei denen der Till über weite Strecken massiv ausgebildet ist (Abb. 2); andererseits enthält er streckenweise zahlreiche Linsen sortierten Materials (Abb. 3). Juschus et al. (2011) betonen eine Zweiteilung der Aufschlussverhältnisse. Während nördlich von Polßen außer dem Till nur kleinflächig andere Sedimente auftreten, kommen sie zwischen Polßen und Oderberg deutlich häufiger vor, auch wenn der Till weiterhin das dominierende Sediment ist. Neben den glazilimnischen Absätzen kommen dort wiederholt auch glazifluviale Sande vor. Weiterhin wurden im Rückland der Pommerschen Eisrandlage auf der Neuenhagener Oderinsel und nördlich von Oderberg auffällige Häufungen von Geschieben beobachtet. Im Trassenverlauf fehlt bei Altglietzen auf der Neuenhagener Insel die Pommersche Endmoräne; sie fiel jüngerer Erosion der im heutigen Oderbruch abfließenden Wässer zum Opfer.

Die Klassifikation der glazilimnischen Ablagerungen im Trassenaufschluss erfolgt aufgrund ihrer stratigraphischen Beziehung zum pommerschen Geschiebemergel: Staubeckensedimente wurden sowohl im Hangenden, innerhalb, als auch im Liegenden des Tills beobachtet.

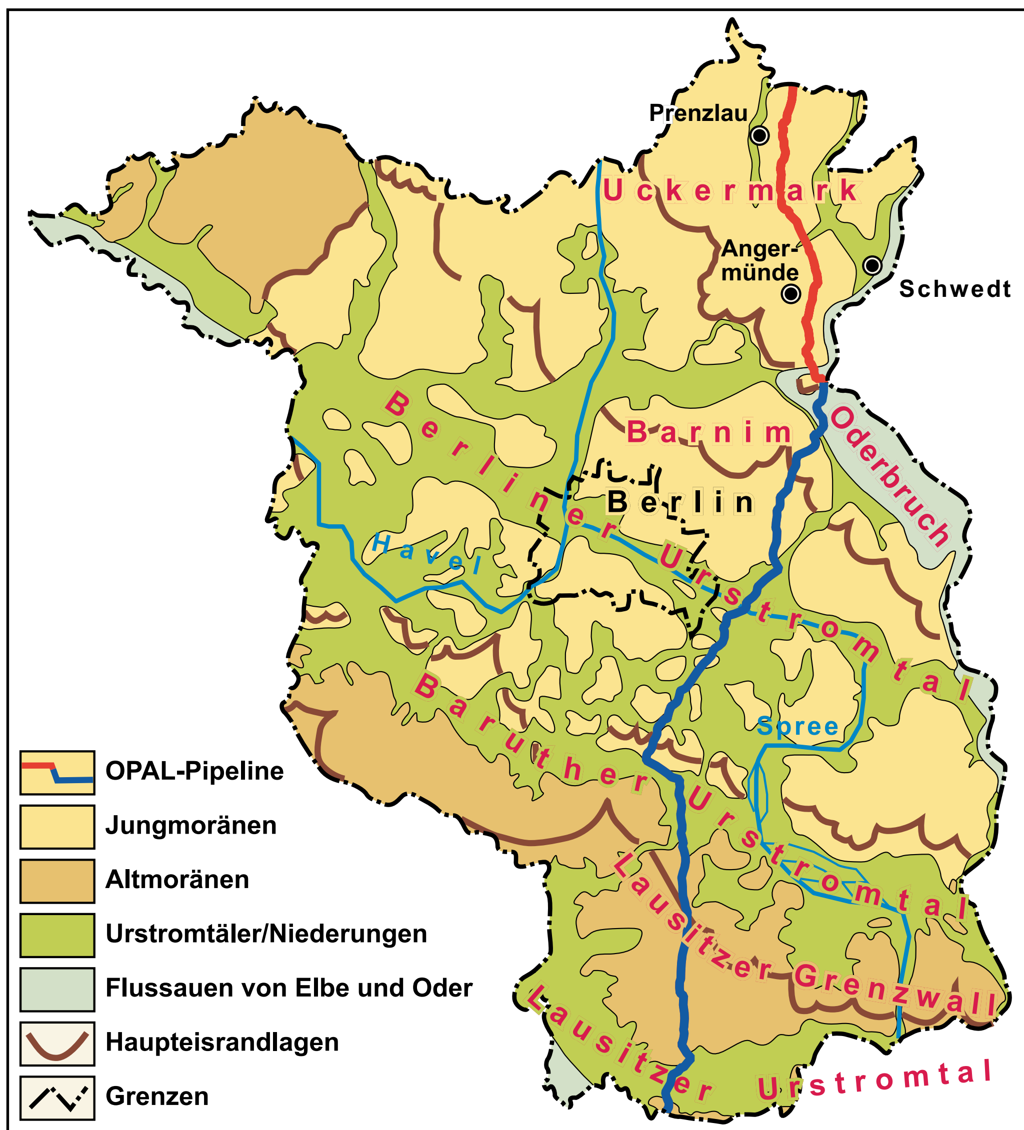


Abb. 1: Geologisch-morphologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg. Der Verlauf der OPAL-Trasse in der Uckermark ist rot und im übrigen Brandenburg blau markiert.

3. Staubeckensedimente im Hangenden des Pommerschen Geschiebemergels

Staubeckensedimente im Hangenden des Geschiebemergels waren im Trassenaufschluss eine recht häufige Erscheinung. Kleine glazilimnische Becken mit weniger als 200 m lateraler Erstreckung fanden sich zwischen der Oderinsel und der nördlichen Landesgrenze regelmäßig. Ein größeres Becken wurde allerdings nur um Angermünde-Crussow aufgeschlossen.

3.1 Kleine Staubecken

Die kleinen Beckenräume überschreiten mit Ausnahme des etwa 200 m umfassenden Beckens an der Station Hohengüstow nirgends die laterale Ausdehnung von 100 m. Die Basis der glazilimni-



Abb. 2: Homogener, weitgehend ungeschichteter Till bei Prenzlau-Kleptow. Die erkennbaren Verfärbungen im Hangenden sind Reste der Bodenbildung (Bt-Horizont), die sonst weitgehend erodiert wurde (0431911, 5912284, alle Koordinatenangaben in UTM ETRS 89 Abschnitt 33 U).



Abb. 3: Deformierte und in Eisbewegungsrichtung ausgestreckte Kiessandlinsen im Till bei Parstein. Der umgebende Till ist inhomogen bzw. deutlich geschichtet. Süden (entspricht etwa der Eisbewegungsrichtung) ist rechts. Aufschlusshöhe ca. 3 m (0436084, 5866972).



Abb. 4: Eisstauseesedimente (vorn), die von inhomogenem Till unterlagert werden (hinten). Der Till enthält sowohl Sandlinsen als auch Geschiebeanreicherungen. In die gut geschichteten Beckensedimente sind massive Sandlagen als Massenbewegungsablagerungen eingeschaltet. Bei Parsteinsee-Lüdersdorf (0436220, 5866605).

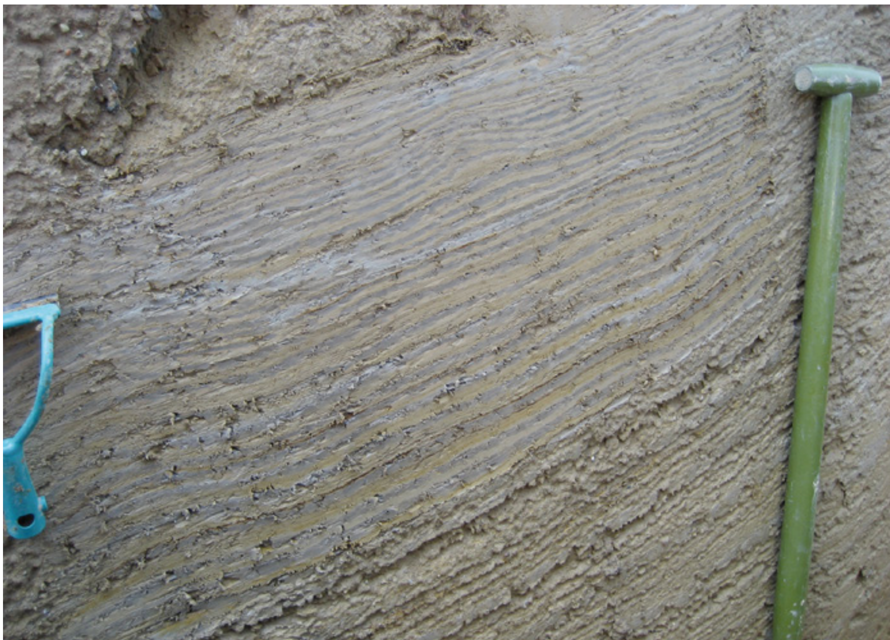


Abb. 5: Bändertone und -schluffe eines kleinen Eisstaubeckens bei Schenkenberg-Kleptow, östlich von Prenzlau. Die gröberen Warven enthalten einen fühlbaren Feinsandanteil. Es wurden im Becken insgesamt 54 Warven gezählt (0432469, 5914361).

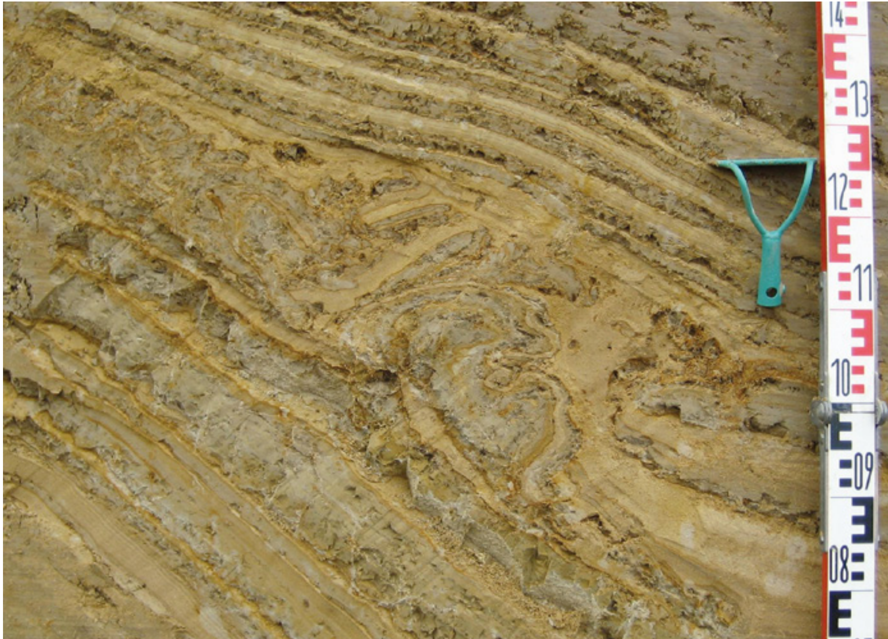


Abb. 6: Synsedimentäre Rutschungsfalte in Bänderschluffen bei Schönfeld-Klockow, nordöstlich von Prenzlau. Das Beckenzentrum befindet sich rechts (0433321, 5917032).



Abb. 7: Gut geschichtete Beckensedimente mit eingelagerten Ablagerungen von Massenbewegungen. Im unteren Teil ist eine massive Sandlage zu erkennen, im Zentrum enthält der massive bis undeutlich geschichtete Sand zahlreiche Linsen gröberen Materials. Gleiches Becken wie in Abb. 4. Bei Parsteinsee-Lüdersdorf (0436220, 5866605).

schen Ablagerungen erreichte kleinräumig zwar die Grabensohle (ca. 3,5 m Tiefe), dennoch waren zum überwiegenden Teil die liegenden Ablagerungen aufgeschlossen. Meist lagen die Beckensedimente direkt dem Till auf. Es fanden sich aber wiederholt grobe, sandig-kiesige Zwischenmittel, die eine initiale glazifluviale Phase belegen. Anders als der sonst überwiegend homogene Till weist der Till im Liegenden der Beckensedimente überproportional oft Schichtungen und Inhomogenitäten auf, die je nach Situation als Ablagerungen eines stagnierenden Gletschers (meltout-till) oder als Deglaziationssedimente (flow-till) gedeutet werden (Abb. 4). Die pelagischen Ablagerungen der kleinen Becken bestehen zu großen Teilen aus gut geschichteten Warviten (Abb. 5). Die Korngröße umfasst nach den Geländebefunden vor allem den Ton- bis Schluffbereich. Auch wenn das feine Material für ruhige Sedimentationsverhältnisse spricht, waren die Becken eher instabil. Das belegen die regelmäßig in den pelagischen Sedimenten zu findenden Ablagerungen von Massenbewegungen. Sowohl verrutschte Warvite (Abb. 6) als auch von den Eisstauseeabsätzen deutlich zu trennende, recht grobe Sedimentkörper wurden vorgefunden. Meist handelte es sich um massive, ungeschichtete Sandlagen, die sich in die Warvite einschalten (Abb. 7). Die Sandlagen enthalten des öfteren Linsen noch gröberen Materials. Gradierte Lagen fehlen weitgehend. Die massiven Sande sprechen für ihre Ablagerung als verflüssigtes Material mit hoher Sedimentkonzentration (Dichteströme). Außer den synsedimentären Deformationen treten in einigen, aber nicht in allen Becken postsedimentäre Abschiebungen auf, die auf das Nachsacken über ausschmelzenden Toteisblöcken zurückgeführt werden (Abb. 8). Als postsedimentär gelten weiterhin die periglazialen Deformationen der hangenden Sedimentserien. Tropfenböden und vergleichbare Verformungen wurden mehrfach angetroffen. Vereinzelt konnten auch Eiskeilpseudomorphosen dokumentiert werden (Abb. 9). Regelmäßig bilden glazilimnische Sedimente die Basis jüngerer, holozäner Sollfüllungen. Trotz der hier dargelegten allgemeinen Befunde wird der individuelle Charakter der einzelnen Vorkommen betont, so dass praktisch jedes Becken seine eigenen Besonderheiten aufweist.

3.2 Das Staubecken von Crussow

Die Beckenablagerungen von Angermünde-Crussow standen westlich des Dorfes über ca. 1,7 km an der Oberfläche an. Das Becken ist zum größten Teil mit schluffigen Sedimenten gefüllt, die direkt dem Till auflagern. Der Geschiebemergel ist dort wechselnd massig oder geschichtet ausgebildet. Im Becken selbst kommen tonige Ablagerungen zwar vor, sie treten aber prozentual zurück. Sandige Sedimente schalten sich vor allem an den Beckenrändern ein. Die Schluffe der Beckenfüllung liegen zu großen Teilen in Warvenschichtung vor (Abb. 10). Sie erreichen bis zu 3 m Mächtigkeit. Bis zum hangenden, ungeschichteten Abschnitt konnten 80 Warven gezählt werden. Im Verlauf des Aufschlusses schwankt die Mächtigkeit der glazilimnischen Sedimente stark; mehrmals keilen sie aus, so dass dann inselartig der Geschiebemergel aus den Beckensedimenten herausragt. An einer dieser Inseln konnten Eiskontaktbildungen nachgewiesen werden (Abb. 11). Das Vorkommen von wahrscheinlich periglazial deformierten Schluffen, die diskordant von ungestörten Bänderschluffen überlagert werden, belegt eine mehrphasige Entwicklung des Beckens (Abb. 12). Dies war eventuell mit einem teilweisen oder vollständigen Trockenfallen des Sees verbunden. Für das paläogeographische Verständnis ist wichtig, dass am Nordrand des Beckens die glazilimnischen Sedimente auf ca. 400 m Aufschlusslänge von Till überlagert werden (Abb. 13). Die ursprüngliche Ausdehnung des Beckens betrug damit mindestens 2,1 km.

Auch im Crussower Becken zeigen die Aufschlüsse ineinander gleitende Schichtpakete, die Störungen im Sedimentationsgleichgewicht belegen. Abschiebungen im cm- bis dm-Bereich weisen auch hier auf eine lokale Sedimentation über Toteis hin. Zum Teil haben sich in den mit dem Austauen entstandenen Hohlformen kleinere Sölle entwickelt.

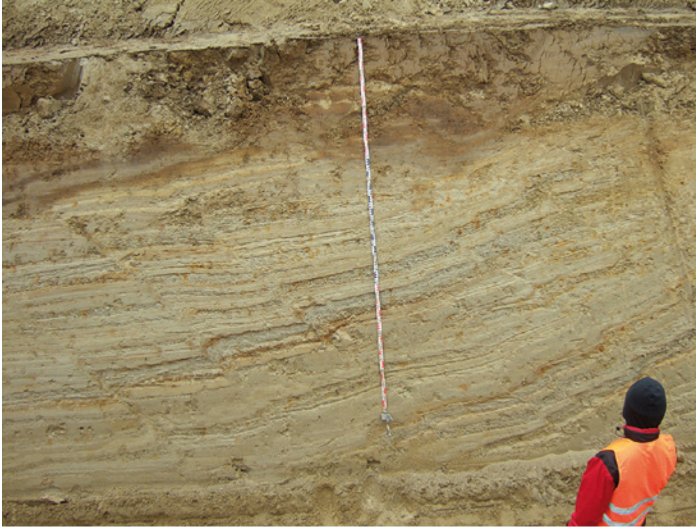


Abb. 8: Antithetische Abschiebungen in Sand-, Kies- und Schlufffolgen im Randbereich eines Beckens, die auf Sackungen beim Austauen von Toteis hinweisen. Bei Schönfeld, nordöstlich von Prenzlau (0433628, 5919491).

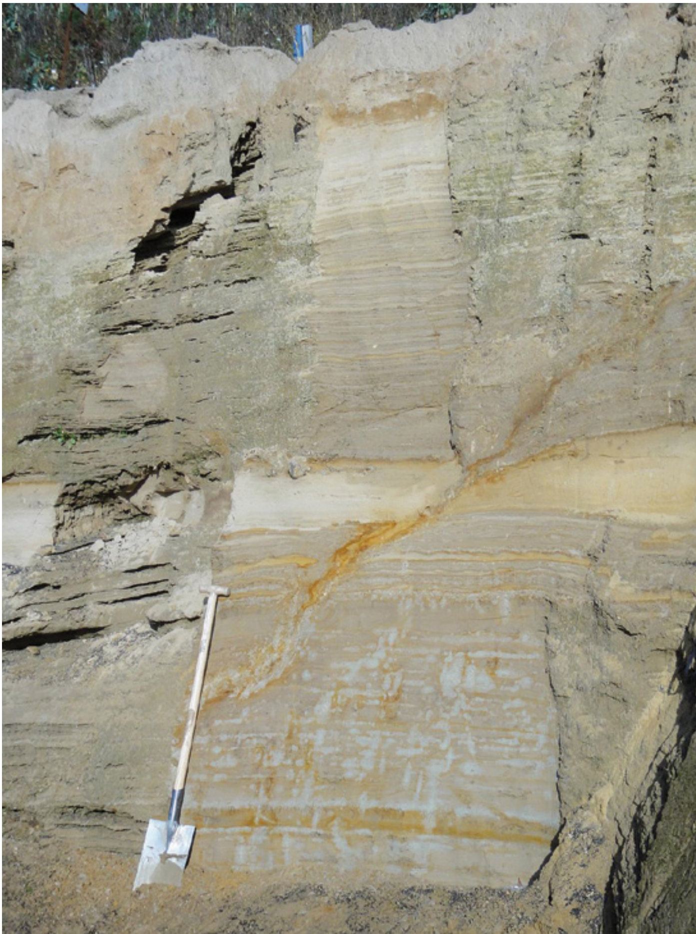


Abb. 9: Bändertone mit massiven Sandlagen (unten rötlich, mitte gelb) im Becken an der Station Uckerfelde-Hohengüstow. Knapp oberhalb des Spatenknaufs ist eine Sandlage mit Rippelschichtung erkennbar. Das Profil wird von einer Eiskeilpseudomorphose gestört. Die scheinbare Schrägstellung der Pseudomorphose ist anschnittsbedingt (0430829, 5898546).



Abb. 10: Drei Meter mächtige Bänderschluff/-tonfolge über Geschiebemergel, westlich von Angermünde-Crussow (0437445, 5871712).



Abb. 11: Eiskontaktbildungen bei Crussow. Die auf den liegenden Till auslaufenden Lagen der feinsandig-schluffigen Beckensedimente belegen eine sukzessive Vergrößerung des Beckens, die als Folge des Eisrückschmelzens von links nach rechts gedeutet wird. Der Till (untere Aufschlusshälfte) ist undeutlich geschichtet (0437439, 5871662).



Abb. 12: Periglazial deformierte Beckensedimente werden diskordant von ungestörten Bänderschluffen überlagert. Bei Crussow (0437452, 5871720).



Abb. 13: Durch Gletscheroszillation überfahrene und mit Till überdeckte glazilimnische Sedimente mit durchgehenden toteisbedingten Abschiebungen im Nordteil des Beckens, nordwestlich von Crussow (0437703, 5873503).



Abb. 14: Liegende Falte aus Schluffen, Mittel- sowie Feinsanden und einer kiesigen Lage innerhalb des Geschiebemergels. Süden (entspricht der Eisbewegungsrichtung) ist rechts. Links oberhalb der Falte eine weitere Linse aus deformiertem, jedoch gröberem Material. Bei Klockow (0433456, 5918327).



Abb. 15: Weitgehend undeformierte Bändertone und -schluffe innerhalb des Geschiebemergels. Der Till ist sowohl im Liegenden als auch im Hangenden inhomogen und geschichtet. Bei Schenkenberg-Baumgarten, östlich von Prenzlau (0431686, 5911238).

4. Staubeckensedimente innerhalb des Pommerschen Geschiebemergels

Linsen und Bänder sortierten Materials innerhalb des Geschiebemergels waren eine sehr häufige Erscheinung im Trassenaufschluss der Uckermark. Die Korngröße des Materials reichte von Geröllen bis hin zum Ton; meist aber handelte es sich um sandige Sedimente. Fast allen Linsen war gemeinsam, dass das Material mehr oder weniger stark deformiert war. Das betraf auch die Linsen mit glazilimnischen Sedimenten (Abb. 14). Der hohe Grad der Verformung ließ eine Rekonstruktion von Ablagerungsmilieus daher kaum zu.

Wenig oder nicht nicht deformierte Ablagerungen innerhalb des Geschiebemergels wurden nur ganz vereinzelt beobachtet. Die hier vorgestellten Vorkommen von Prenzlau-Baumgarten und bei Uckerfelde-Hohengüstow sind mit einer Längserstreckung von unter 20 m sehr klein. Bei Baumgarten beschränkten sich die Sedimente auf 8 – 15 cm mächtige Bändertone und -schluffe innerhalb des Tills (Abb. 15). Für die geringe Vertikalausdehnung der Beckensedimente innerhalb des Tills sind die Ablagerungen erstaunlich wenig deformiert, so dass es sich beim Till hier um eine Ablagerung stagnierenden Eises (meltout-till) handeln dürfte.

Der Aufbau des Vorkommens bei Hohengüstow, wenige hundert Meter nördlich des Eisstaubeckens an der Station Hohengüstow, ist deutlich komplexer (Abb. 16). Die hier massigen oder nur undeutlich geschichteten Tone und Feinschluffe werden direkt von sehr groben, ungeschichteten Schmelzwasserkiesen und -geröllen überlagert, so dass ein genetischer Zusammenhang wahrscheinlich ist. Der umgebende Geschiebemergel ist hier gut geschichtet und wird ebenfalls als meltout-till gedeutet.

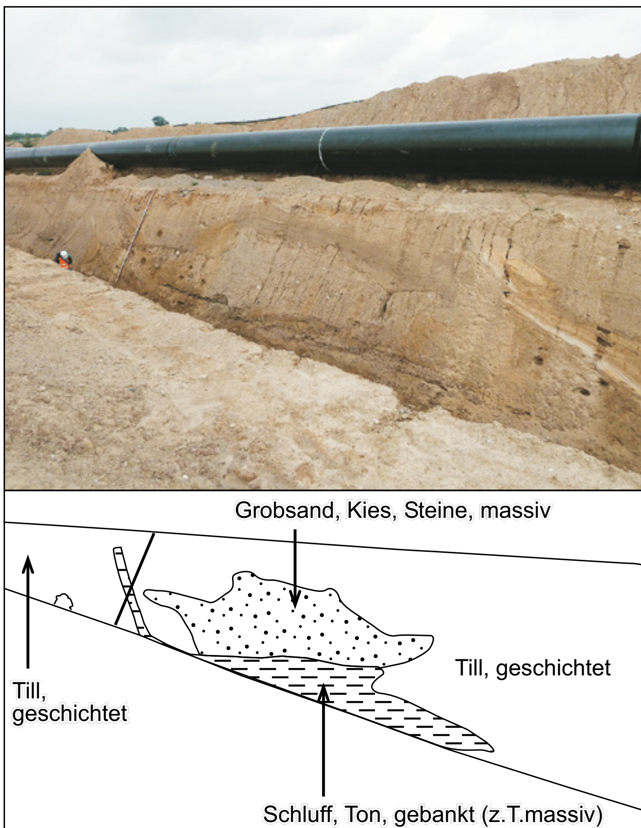


Abb. 16: Das sub- oder intraglaziale Becken nördlich von Hohengüstow. Weitere Erläuterungen im Text (0430744, 5899638).

5. Staubeckensedimente im Liegenden des Pommerschen Geschiebemergels

Im Aufschluss entlang der OPAL-Trasse wurden regelmäßig Staubeckensedimente unterhalb des Pommerschen Geschiebemergels beobachtet. Während es sich bei kleinräumigen und/oder stark deformierten Vorkommen an der Grabensohle sehr wahrscheinlich um Linsen innerhalb des hier mächtigen Tills handeln dürfte, werden die größeren, moderat bis nicht deformierten Vorkommen als den Till unterlagernde Vorkommen gedeutet. Sie prägen vor allem den Abschnitt vom Welsetal bei Mark Landin-Schönermark bis nach Pinnow, westlich von Schwedt.

Der hier geringmächtige, streckenweise auch komplett aussetzende Till (Abb. 17) ist in diesem Abschnitt sandig bis schluffig ausgebildet und damit tendenziell gröber als in den anderen Abschnitten der Uckermark. Er enthält zahlreiche Linsen des unterlagernden glazilimnischen Materials.

Im Liegenden des Geschiebemergels wurden hier hauptsächlich Feinsande und Grobschluffe angetroffen, Feinschluffe und Tone sind nur ganz vereinzelt abgelagert worden. Die glazilimnischen Sedimente in diesem Abschnitt zeigen Schichtungsstrukturen, die auf gering bis mäßig strömendes Wasser hinweisen, Warven fehlen weitgehend. Neben der Horizontal- und Schrägschichtung in Feinsanden (Abb. 18) wurden wiederholt Rippeln sowohl des Typs A als auch des superkritischen Typs B (nach Allen 1973) nachgewiesen (Abb. 19). Bei letzteren ist der Steigungswinkel der Rippeln größer als der Anstiegswinkel der Luvseite. Sie sind typisch für sehr hohe Sedimentationsraten. Für eine hohe Schwebstoffbelastung des Wassers spricht auch das Vorkommen von gradierten Lagen, die als flutinduzierte Turbidite (Quasi-steady hyperpycnal turbidity currents nach Mulder & Alexander 2001) gedeutet werden, wenn schwebstoffreiches Wasser in ein stehendes oder nur gering bewegtes Gewässer eingetragen wird (Abb. 19). Weiterhin konnte bei Pinnow auch ein geringmächtiger, inhomogener Till innerhalb der Beckensedimente beobachtet werden, der in seinen Eigenschaften weitgehend dem überlagernden Till gleicht (Abb. 20). Dies sowie das Vorhandensein von toteisbedingten Abschiebungen, die sowohl den Till als auch die Beckensedimente durchziehen, belegen eine enge genetische Beziehung der Beckensedimente mit dem überlagernden Geschiebemergel (Abb. 21). Die Beckensedimente lagern häufig konkordant zum Till, teilweise sind sie aber auch gering bis mäßig glazitektonisch deformiert (Abb. 17).

Bemerkenswert ist die Tatsache, dass sich die ehemaligen Beckenräume der glazilimnischen Sedimentation heute in morphologischer Höhenlage befinden (Abb. 17, 18 und 20).

6. Diskussion und stratigraphische Stellung

Die vorgefundenen kleinen Becken im Hangenden des Geschiebemergels werden als subaerische, terminoglaziale bis proglaziale Becken (Klassifikation nach Brodzikowski & van Loon 1993) gedeutet. Sie waren wahrscheinlich nur kurzzeitig während der Deglaziation aktiv und fielen mit dem weiteren Eisrückschmelzen relativ rasch trocken.

Verglichen mit den kleinen Becken innerhalb der Grundmoräne ist die paläogeographische Situation des Crussower Beckens komplexer. Es befindet sich zwar innerhalb einer dort flachwelligen Grundmoränenlandschaft, dennoch ist sowohl östlich als auch westlich des Beckens die Angermünder Eisrandlage morphologisch und sedimentologisch deutlich ausgebildet. Sie fehlt aber im Bereich des Beckens. Ob der im Norden des Crussower Beckens dokumentierte Eisvorstoß der Angermünder Eisrandlage entspricht, ist zwar wahrscheinlich, kann aber aus den Aufschlussverhältnissen nicht zweifelsfrei geklärt werden. Auf alle Fälle grenzte dieses Becken sowohl an stagnierende Eiskörper als auch an das aktive Inlandeis im Norden. Es handelt sich um ein terminoglaziales Becken.

Bei den stark deformierten Vorkommen glazilimnischer Sedimente innerhalb des Geschiebemergels kann in den meisten Fällen nicht bestimmt werden, ob das glazilimnische Material vom



Abb. 17: Auskeilender Till (links) mit unterlagernden, moderat gestauchten glazilimnischen Sedimenten in Kuppenposition. Der Till ist inhomogen und gebankt. Bei den glazilimnischen Sedimenten handelt es sich um Feinsande und Grobschluffe. Die erkennbare Schichtung wird vor allem von einer Folge gradierter Lagen gebildet. Nördlich von Pinnow, westlich von Schwedt (0437646, 5881053).



Abb. 18: Zweiphasig abgelagerte glazilimnische Feinsande im Top-Bereich eines Hügels westlich von Schönermark (0436466, 5884097).



Abb. 19: Aufbau einer gradierten Lage (Turbidit). Die feinsandige Basis zeigt Rippelschichtung des superkritischen Typs B (nach nach Allen *1973). Der Top der Lage besteht aus zum Hangenden feiner werdenden, horizontalgeschichteten Schluffen. Nördlich von Pinnow (0437646, 5881053).*



Abb. 20: Meist feinsandige glazilimnische Ablagerungen in morphologischer Hochlage nördlich von Pinnow. In den Feinsanden ist dunkel eine gestreckte Tilllinse erkennbar. Beides wird von toteisbedingten Abschiebungen durchzogen. Im Hintergrund steht Till im Hangenden der Beckensedimente an. Die glazilimnischen Sedimente werden auch dort wiederholt aufgeschlossen (0437714, 5880977).



Abb. 21: Glazilimnische Feinsande als Vorschüttsediment, im Hangenden Geschiebemergel. Das gesamte Paket ist durch finales Austauen von Toteis gestört. Hügelkuppe westlich von Frauenhagen (0436400; 5884223).

Gletscher aus seinem Liegenden aufgenommen wurde oder ob es sich intra- bzw. subglazial abgelagert hat. Bei den nur gering deformierten Sedimenten von Prenzlau-Baumgarten und Uckerfelde-Hohengüstow sprechen die Befunde für sicher intra- bzw subglaziale Verhältnisse. Besonderes Interesse verdient dabei das Vorkommen bei Hohengüstow, da die unmittelbare Überlagerung der Eisstausedimente mit groben Schmelzwasserkiesen und -geröllen dafür spricht, dass der Eistausee plötzlich entleert wurde, zum Beispiel durch einen Gletscherlauf.

Die sich im Liegenden des Tills befindenden glazilimnischen Sedimente können sowohl terminoglazialer (beim Eisvorstoß) als auch subglazialer Natur sein, wobei eine endgültige Entscheidung hier nicht gefällt werden kann. Für die Ablagerung unter dem Eis spricht vor allem die Position der Sedimente in morphologischer Hochlage, während die toteisbedingten Störungen eher auf terminoglaziale Ablagerungen hindeuten. Die Entstehung der Toteisblöcke ist dabei einem älteren Eisvorstoß zuzuordnen. Die Tilllinsen innerhalb der Staubeckensedimente sind für die genetische Einstufung nicht aussagekräftig, da sie sowohl terminoglazial als auch subglazial abgelagert werden können. In jedem Fall bilden die feinsandig-grobschluffigen Ablagerungen einen Übergang zwischen typischen glazilimnischen Becken und glazifluvialen Ablagerungen.

Danksagung

Die Autoren möchten sich auf diese Weise bei allen beteiligten Personen und Institutionen bedanken, die die Arbeit an diesem Artikel unterstützten. Das betrifft insbesondere die WINGAS GmbH & Co. KG, die die Arbeiten am Trassenaufschluss ermöglichte und im Falle der TU Berlin auch finanziell förderte. Für fachliche Hinweise und die kritische Durchsicht des Manuskripts bedanken wir uns bei Andreas Buddenbohm, Robert Bussert und Slawomir Kowalski.

Zusammenfassung

Beschrieben werden ausgewählte Vorkommen glazilimnischer Ablagerungen nördlich der Pommerschen Eisrandlage, die im Zuge des Baus der OPAL-Erdgasleitung bis an die nördliche Landesgrenze Brandenburgs aufgeschlossen waren. Die Gliederung erfolgt dabei nach der Stellung zum Pommerschen Geschiebemergel – im Hangenden, innerhalb oder im Liegenden. Während die erstgenannte Gruppe in zahlreichen Becken abgelagert wurde, konnten sicher intra- bis subglaziale Becken nur ganz vereinzelt beobachtet werden. Staubeckenablagerungen im Liegenden des Tills stehen vor allem zwischen Schönermark und Pinnow an. Die Sedimentarchitektur und die daraus abgeleitete Entwicklung der Becken ist äußerst variabel.

Literatur

Allen, J.R.L. (1973): A classification of climbing-ripple cross-lamination. – Jl. geol. Soc. Lond. 129, S. 537–541, London.

Beschoren, B (1934): Über iungdiluviale Staubeckentone zwischen Havel und Oder. – Jb. Pr. geol. L.-A. 55, S. 394–428, Berlin.

Börner, A., Janke, W., Lampe, R., Lorenz, S., Obst, K. & Schütze, K. (2011): Geowissenschaftliche Untersuchungen an der OPAL-Trasse in Mecklenburg-Vorpommern – Geländearbeiten und erste Ergebnisse. – Brandenburg. geowiss. Beitr. 18, 1/2, S. 9–28, Cottbus.

Brodzikowski, K. & van Loon, A.J. (1991): Glacigenic Sediments. – Dev. in Sedimentology 49, 674 S., Amsterdam-Oxford-New York-Tokio.

Höhlschen, M. (2011): Allgemeine Informationen zur Erdgasfernleitung OPAL (Ostsee-Pipeline-Anbindungs-Leitung) – Abschnitt Brandenburg. – Brandenburg. geowiss. Beitr. 18, 1/2, S. 3–8, Cottbus

Juschus, O., Schlaak, N. , Bauriegel, A., Kowalski, S. & Bussert, R. (2011): Geologische und bodenkundliche Untersuchungen entlang der Erdgasleitung OPAL in Brandenburg – erste Ergebnisse. – Brandenburg. geowiss. Beitr. 18, 1/2, S. 29–70, Cottbus.

Mulder, Th. & Alexander, J. (2001): The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. – Sedimentology 48, S. 269–299, Oxford.

Schirrmeister, L. (1999): Glazilimnische Sedimente in Nordost-Brandenburg – Dokumente der pleistozänen Landschaftsgeschichte. – In: Börner, A. & Lüpfert, H. (Hrsg.): Festschrift für Prof. B. Nitz zum 65. Geburtstag. – Arbeitsberichte des Geographischen Instituts der Humboldt-Universität zu Berlin 38, S. 23–34, Berlin.

Anschriften der Autoren

Dr. Olaf Juschus, Technische Universität Berlin, Institut für Angewandte Geowissenschaften, Fachgebiet Explorationsgeologie, Ackerstraße 76, Sek. ACK 1-1, 13355 Berlin, E-Mail: olaf.juschus@kabelmail.de

Dr. Norbert Schlaak, Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe, Inselstr. 26, 03036 Cottbus, E-Mail: norbert.schlaak@lbgr.brandenburg.de

Neubrandenburger Geologische Beiträge
Band 11 / 2011 / Seiten 45–56 / DOI 10.3285/ngb.11.06
www.geologische-beitraege.de

GEOZON SCIENCE MEDIA
ISSN 1616-959X

Steine am Stolper Turm

Karl-Jochen Stein (Waldsee)

Der Turm zu Stolpe stellt das bedeutendste mittelalterliche Steinbauwerk des 12 Jh. in der nördlichen Uckermark dar. Es wurden zu seinem Bau neben dem Backstein sowohl vor Ort auffindbare Findlinge (skandinavische Geschiebe) als auch importierte und behauene Blöcke des quarzitisch gebundenen Sandsteins von Höör/Schweden verwendet. Offensichtlich als Ersatzmaßnahmen für den Höör-Sandstein im Außenbereich wurden vermutlich örtlich vorhandene, karbonatisch gebundene, tertiäre Sandsteine verbaut.

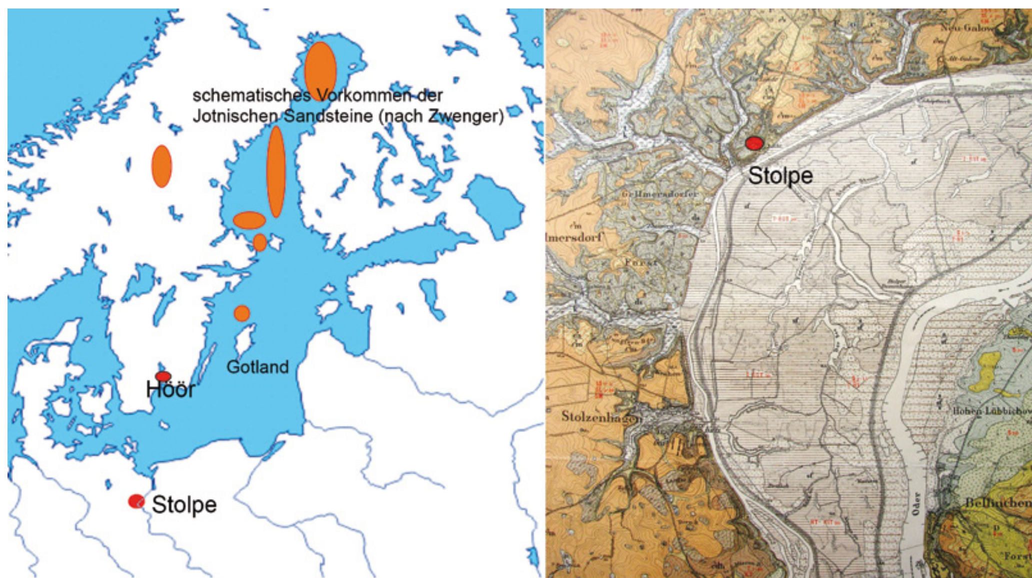


Abb. 1: Übersicht zur Lage des Stolper Turmes sowie zur Lage von Höör am Ringsjön in Schonen (Schweden) und zur Verbreitung des Jotnischen Sandsteins. Rechts ein Ausschnitt aus der Geologischen Karte des Blattes Stolpe der Preußischen Geologischen Landesanstalt, 1899 (dunkelgrau - glaziale Sande; braun und gelb - Geschiebemergelhochflächen). Die Burg Stolpe steht auf einer herausragenden Hochfläche, wobei sich der Blick nach Osten und Süden in das Odertal öffnet.

1. Einleitung

Der Turm der Wehranlage zu Stolpe, etwa 10 km SE Angermünde am Odertal gelegen, stellt wohl das bedeutendste aus Stein gefertigte Bauwerk aus dem 12. Jahrhundert im Nordosten Deutschlands dar. Jüngere historische Untersuchungen und Bewertungen zum Turm weisen darauf hin, dass dessen Errichtung nicht unter dem Einfluss politischer Repräsentanz aus den südlichen bzw. südwestlichen Bereichen Brandenburgs erfolgte. Es wird angenommen (mündliche Information



Abb. 2: Gesamtansicht des Stolper Turmes („Der Grützpott"). Die Öffnung oberhalb der Treppe ist der ursprüngliche Eingang. Direkt über dem Bodenniveau sind zwei bis drei Reihen behauener Feldsteine erkennbar, darüber drei Reihen behauener Sandsteine. Der größte Teil des Turms ist aus Backstein errichtet.



Abb. 3: Detailaufnahme des Natursteinmauerwerkes (außen). Deutlich ist das Bemühen, die Stoßfugen um jeweils einen halben Stein zu versetzen. Um dies zu erreichen wurden oft schmale Ergänzungssteine aus plattig spaltendem Material in die Stoßfuge eingesetzt; der Bereich zeigt durch Kriegsbeschädigungen einen Einblick in das Mauerwerksinnere.

Herr Holst[1], Breitling et al.), dass der Turm unter dänischer Herrschaft durch die Pommern im 12. Jahrhundert erbaut wurde. Er sollte wohl als politisch-technische Repräsentanz den überlegenen technologischen Fortschritt des dänischen Königreiches gegenüber der einheimischen Bevölkerung demonstrieren und auch militärische Aufgaben bei der Sicherung der Grenze gegen Süden erfüllen. Sein Standort liegt direkt am Prallhang der Oder auf einer nicht durch glaziale und periglaziale Abflüsse abgetragenen Hochfläche aus Geschiebemergel (Abb. 1 und 2). Pollenanalysen

aus dem Mörtel legen nach Holst nahe, dass der Bau wohl durch die einheimische Bevölkerung erfolgte. Bauhistorisch interessant ist der Umstand, dass sowohl Baustoffe aus der unmittelbaren Umgebung genutzt wurden, wie dies für die Region im Mittelalter typisch war, als auch der Import von Baustoffen erfolgte. Gleichzeitig errichtete man den Turm in einer Kombination von Naturwerksteinen mit keramischen Baustoffen.

Da unklar war, woher ein Teil der verwendeten natürlichen Bausteine stammte, wurden mit geowissenschaftlichen Methoden Analysen durchgeführt. Insbesondere aus dem Vergleich des Mineral- und Gefügebestandes mit originärem Gestein und der Analyse ausgewählter Mineralbestandteile mittels Infrarot-Spektroskopie, ließen sich die verwendeten Sandsteine teilweise gut ihren Herkunftsgebieten zuordnen (Stein & Bowitz 2010).

2. Bausubstanz des Turmes Stolpe

Der am Ostrand des Odertales auf einer Hochfläche liegende Turm wurde nach historischen Angaben (u.a. Schütz 2007, Mehner 2006) zwischen 1170 und 1190 auf dem Gelände einer slawischen Wallanlage errichtet. Er besteht im unteren Sockelteil aus unbehauenen und behauenen Feldsteinquadern. Darüber lagern außen 3 und innen 4-5 Reihen behauener Sandsteine (Abb. 3). In der Literatur wird deren Herkunft widersprüchlich angegeben. Als Liefergebiete der Sandsteine wurden Schlesien, das obere Wesergebiet, der Raum Magdeburg und Sandgruben der Uckermark bzw. Brandenburgs angenommen. Breitling et al. (nach Informationen von Holst) vermuten eine Herkunft des Gesteins aus Schonen. Der von außen sichtbare Teil des Turmes besteht überwiegend aus Backsteinen. Es wird auf Grund des Wechsels des Backsteinformats in ca. 15 m Höhe vermutet, dass der Turmbau erst Mitte des 13 Jh. durch die Askanier vollendet wurde (Breitling et al.). Im Inneren ist ein mehrstrahliges Bandrippengewölbe erhalten. Der Eingang erfolgt heute sowohl über eine Treppe zu einem später geschlagenen Eingangsloch in mittlerer Höhe des Turmes, als auch durch einen von Leopold von Buch 1840 angelegten Gang unter dem Sockel. Der 28 m hohe und 18 m breite Turm weist einen dreiteiligen Aufbau auf:

- Der untere, größte Teil des Turmes hat eine Höhe von 18 m, wobei davon 10 m mit einer Mauerstärke von 6 m unterirdisch liegen. Er war offensichtlich von innen mit einem Kalkputz versehen und wies ursprünglich von außen keinen Zugang auf. Über die Nutzung liegen keine sicheren Angaben vor. Interessant ist eine Annahme von Holst, wonach dieser Teil als Wasserspeicher gedient haben könnte, da die Wehranlage ansonsten über keine Wasserversorgung verfügte.
- Über der Bandrippenkuppel liegt ein weiterer Raum mit einer Geschosshöhe von ca. 4 m und einer Fläche von ca. 76 m^2. Der Boden ist als Backsteinpflaster ausgeführt, vorhanden sind ein Kamin und drei weitere Öffnungen (Abort, Beobachtung, Licht).
- Der darüber befindliche Raum mit Holzdielung und Decke könnte Wehrzwecken gedient haben, die Mauerstärke beträgt hier noch 4 m.

Alle Mauerwerkssteine sind mit Mörtel versetzt. Über 200 Proben aus dem Mörtel ergaben nach Pollenanalysen, dass dieser nur zu pollenarmen Zeiten angesetzt wurde. Daraus leiteten Historiker die Annahme ab, dass der Bau durch die einheimische ländliche Bevölkerung in der Zeit außerhalb der Feldkampagnen über viele Jahre erfolgte (Holst).

---

[1] Während einer Begegnung am Turm Stolpe erfolgte durch Herrn Jens-Christian Holst, 22955 Hoisdorf, Oetjendorfer Landstr. 17, eine sehr ausführliche Darstellung historischer Aspekte um den Turm und die Darstellung von Erkenntnissen seiner bauhistorischen Forschungen zum Objekt. Diese Darstellungen wurden Ansatzweise auch in weiteren Quellen dann vorgefunden (Breitling et al., Schütz 2007)



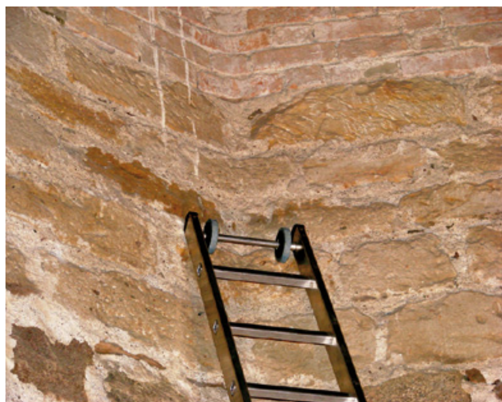


Abb. 4: Vereinzelt wurden Backsteine als Ausgleichslagen zwischen die Sandsteinblöcke gefügt. Am oberen Rand des Quaders aus Sandstein steht der Mörtel ca. 1 cm mit dem Backstein hervor, dies dokumentiert die Rate der Abtragung an der Oberfläche (außen, NW-Lage).

Abb. 5: Fünf Lagen von Sandstein im Inneren über dem Mauerwerk aus Findlingen; es sind noch gut die Bearbeitungsspuren an der Oberfläche der Sandsteinquader zu erkennen.

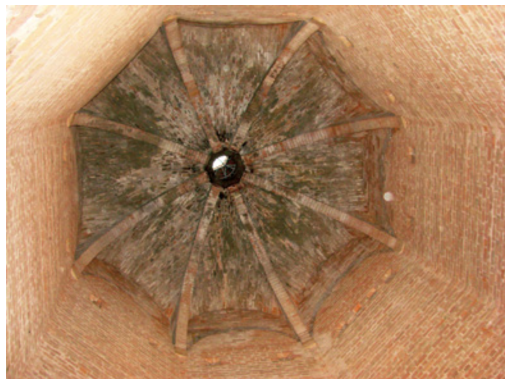




Abb. 6: Blick im Inneren des Turms auf die Bandrippenkuppe und das Angstloch mit einem Rand aus Sandstein.

Abb. 7: Den Schlussstein einer Rippe bildet jeweils ein Sandsteinblock, auf dem noch deutliche Bearbeitungsspuren erkennbar sind.

3. Das Findlingsmauerwerk

Als Fundament sind im Inneren teilweise unbehauene, sehr große Findlinge aus kristallinen Gneisen und Graniten aufgeschlossen. Ihr Durchmesser beträgt zwischen 0,3 bis 1,5 m. Von den Fundamentsteinen bis in eine Höhe von 6 m besteht der Turm aus Findlingsmauerwerk mit gut behauenen, in der Ansicht rechteckigen und an den Kanten teilweise gerundeten Quadersteinen im Kreuzverband. Zur Fertigung derartiger Quadersteine sind insbesondere Werkzeuge und Fachkenntnisse über die Spaltfähigkeit des Materials erforderlich. Da in der weiteren Umgebung von Stolpe keine anderen Quadersteinbauten aus dieser Zeit bekannt sind, wurden die Steine entweder an anderen Orten mit Fachpersonal gefertigt oder einheimischer Rohstein verwendet und Fachleute zur Bearbeitung herangeführt.

Der Anteil der einzelnen Gesteinsarten stellt sich wie folgt dar:

- graue Granite 25 %
- rötliche Granite 25 %
- Vulkanite 1 %
- graue Gneise 25 %
- rötliche Gneise 10 %
- intermediäre bis basische Gesteine 5 %
- Kalksteine 3 %
- Quarzite, Sandsteine und Konglomerate 5 %
- Sonstige Gesteine (Flint). 1 %

Unregelmäßig sind flache Steine als Binderschicht eingeschoben, insbesondere dann, wenn durch die unterschiedlichen Steinlängen Stossfugen zusammentrafen. Als Bindersteine kamen besonders plattig spaltende Gesteinstypen, wie saure Vulkanite, Amphibolschiefer, Plattengneise, Kalke und Jotnischer Sandstein zum Einsatz. Ob diese Steine aus der Umgebung stammen, kann nicht eindeutig beantwortet werden. Es ist aber zu vermuten, dass die Erbauer die Geschiebeanhäufungen aus der unmittelbaren Umgebung des Bauwerkes nutzten, da Transporte über weite Entfernungen recht aufwändig gewesen wären. Charakteristisch für Zusammensetzung des Sortiments der Bindersteine ist der rote Jotnische Sandstein, der in großem Umfang als Leitgeschiebe auch in der Umgebung von Stolpe vorhanden ist.

Im Inneren des Gewölberaumes fallen an drei Stellen in einer Höhe von etwa 2 m über dem Bodenniveau sehr genau gearbeitete graue Steinquader auf, die etwa symmetrisch zueinander liegen. Es handelt sich um plattige devonische Kalksteine. Da alle Kalksteine etwa das gleiche äußere Erscheinungsbild aufweisen, könnten sie aus einer Charge stammen. Findlinge des devonischen Kalksteins sind überwiegend kleiner als die vorliegenden Steine. Da sie oft recht mürbe sind und plattig aufspalten, stellt sich eine Herstellung von Werksteinen recht schwierig dar. Der Import des Steins zum Bau z.B. aus Gotland ist somit nicht auszuschließen. Wozu diese Steine in ihrer Anordnung dienten, konnte aus der bekannten Literatur zum Turm Stolpe nicht ermittelt werden.

Die Findlingsmauer im Außenbereich ist nur an der NW-Seite aufgeschlossen. Die ca. 25-40 x 20-25 cm großen Steine fallen einerseits durch ihre sehr gleichmäßige, scharfkantige Behauung und ebene Oberfläche auf, andererseits treten aber auch immer wieder einzelne Steine mit runden Kanten und wenig geglätteter Oberfläche hervor. Vorherrschend sind fein- bis mittelkörnige Granite und Gneise (80 %). Untergeordnet kommen intermediäre bis basische Gesteine (17 %) und selten Sedimentite (3 %) vor. Die Ausbildung eines Fugenverbandes mit einem halben versetzten Stein ist sorgfältig ausgeführt, wobei nur vereinzelt plattige Steine als Binder eingefügt wurden.

Grundsätzlich entsprechen die verbauten Gesteine dem Findlingsbestand der Endmoräne der Angermünder Staffel und auch deren Aufarbeitung in den verschiedenen Terrassen am Rande des Odertales. Leitgeschiebe des westlichen Eisstromes, wie Larvikite oder Rhombenporphyr konnten im Mauerwerk nicht nachgewiesen werden. Damit ist eher eine örtliche Entnahme und Fertigung anzunehmen, als ein Transport der Steine aus Dänemark.

4. Das Sandsteinmauerwerk

Charakteristisch für das Sandsteinmauerwerk als Zwischenschicht von Findlingsmauerwerk und Ziegelmauerwerk ist die sorgfältig in der Ansichtsfläche und den vier umlaufenden Flächen erfolgte Steinmetzbearbeitung der überwiegenden Anzahl der grauen Sandsteine (Abb. 3 und 5). Soweit erkennbar, sind diese auch an der Innenfläche recht gut geglättet. Etwas unförmiger wirken wenige



Abb. 8: In Mineralbestand und Gefüge sowie der Qualität der Bearbeitung deutlich von den überwiegend verbauten Sandsteinquadern abweichende tertiäre Sandsteine. Intensive Wechsellagerung von feinsandigen bis grobkiesigem Material, häufig treten die weißen kretazischen Kalkklasten hervor. Am oberen Bildrand der feinkörnige graue Höör-Sandstein.





Abb. 9: Im Inneren im Backsteinmauerwerk versetzte feinkörnige Höör-Sandsteine als Ecksteine und U-förmiger Stein am ursprünglichen Ausgang.

hellgraue Steine, die außen in der unteren Sandsteinschicht versetzt wurden (Abb. 4).

Charakteristisch für die äußeren Lagen aus grauem Sandstein ist eine unterschiedliche, aber meist ausgeprägte Patinierung und teilweise auch Schalenbildung. Weitere gut behauene Einzelsteine sind im Innenraum im Verband mit Backsteinen am Angstloch, den Ecken zum oberen Ausgang, als U-förmiger Stein am Ausgang und als Auflagesteine des Gewölbes verbaut (Abb. 5 bis 7).

Bei den Natursteinen der Außenmauer dominiert ein hellgrauer fein- bis mittelkörniger Sandstein. Die Steingrößen liegen bei ca. 25-75 x 50 cm, überwiegend bei rund 50 x 50 cm. Die gut behauenen Quader weisen oftmals Schichtung auf. Vereinzelt kommen in den Quadern Bereiche mit gelben Fe-Oxid-reichen Lagen vor. Charakteristisch sind zahlreiche, bis ca. 10 mm breite Adern von hellem, trübem Quarz. Diese durchziehen das Gestein überwiegend unregelmäßig, oft auch netzartig. Sie weisen, wie die im mikroskopischen Bild erkennbar ausgeprägten Anwachssäume um die Kornaggregate belegen, auf die thermische Beeinflussung des Sandsteins im Verlaufe seiner Diagenese hin. Da die Quarzadern verwitterungsbeständiger sind, stehen sie meist leicht hervor (Abb. 6). Der makroskopische und mikroskopische Vergleich der gut behauenen grauen Sandsteinblöcke und der Vergleich der gemessenen Spektren mit der IR-Sonde mit Spektren des Originalgestein von Höör/Schweden weisen darauf hin, dass der hauptsächlich verbaute Sandstein am Stolper Turm, ein Quarzarenit, aus den Steinbrüchen um Höör stammt (Stein & Bowitz 2010).

Beim Sandstein von Höör handelt es sich um ein marin gebildetes, klastisches Sediment des Lias (Hettange) aus der Jura-Formation. Die Ablagerungen des Jura wurden im Gebiet von Höör

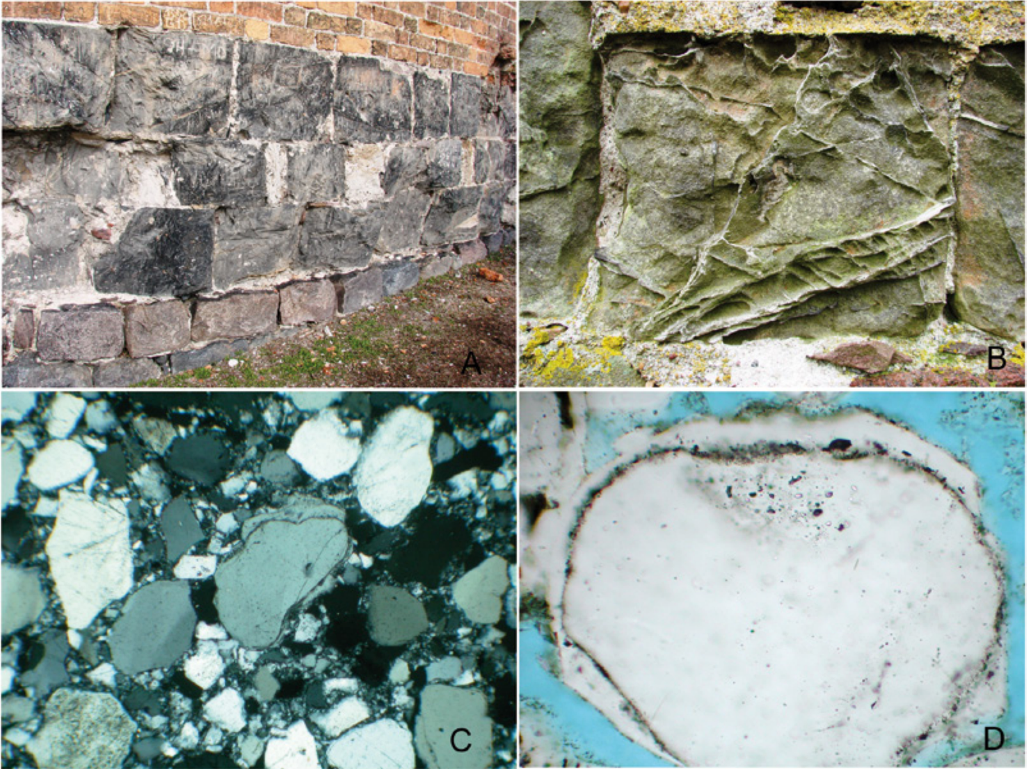


Abb. 10: Gesteinscharakterisierung des Höör-Sandsteins am Turm - Quarzarenit
A – Auf die chargenweise Lieferung fertiger Blöcke weisen die unterschiedlichen Ausbildungen des Sandsteins hin. Teilweise liegen Bereiche vor, die kaum Quarzadern aufweisen.
B – Ein Quader mit intensiver Bildung von Quarzadern. Der Stein liegt im NW-Teil des Turmes, der weichere Anteil des Steins ist herausgewittert und die härteren Quarzadern treten hervor.
C – Dünnschliffbild des Höör-Sandsteins mit ausschließlichen Quarzklasten und Quarz-Matrix. In der Bildmitte ein Korn mit deutlich erkennbarem Anwachssaum (Bildausschnitt ca. 1,1 mm, gekreuzte Polarisatoren).
D – Ein einzelnes Quarzkorn mit Anwachssaum um ein Häutchen aus Limonit. Links oben bewirkt das Quarzwachstum einen Kornkontakt, diese silikatischen Kornkontakte bewirken die hohe Festigkeit des Gesteins (blau - Porenraum; Bildausschnitt 0,3 mm, parallele Polarisatoren)

in einem begrenzten Areal durch Basaltintrusionen thermisch überprägt. Die Aufheizung führte zu einem sekundären Wachstum von Quarz um die ursprünglichen Sandkörner. Diese sind fest miteinander „verbacken“ und bewirken die Bildung eines hochfesten Sandsteins mit ausgezeichneten bautechnischen Eigenschaften. Dessen Abbau erfolgte seit dem Mittelalter. Derzeitig besteht keine Gewinnung mehr und das Gelände ist weitgehend überwachsen (Abb. 8). Das Vorkommen ist heute in der schwedischen Staatsreserve für historisch wertvolle Baustoffe ausgewiesen. Das bekannteste Gebäude aus dem Sandstein von Höör ist der Dom zu Lund in Schonen (Abb. 7). Theoretisch könnte aus dem Gebiet Höör auch eine größere Anzahl von Geschieben aus Sandstein Norddeutschland erreicht haben. Dafür sprechen zumindest die zahlreichen Basaltgeschiebe aus der gleichen Region. Bei Begehungen im Gebiet zwischen der Angermünder Staffel und der Penkuner Staffel in einer Tagestransportentfernung des Mittelalters (ca. ein Tagewerk mit Ochsengespann von etwa 30 km) vom Turm Stolpe entfernt, wurden zahlreiche Geschiebe aufgefunden, so Basalt und Dolerit, die für Schonen und das südliche Schweden charakteristisch sind. Aus der





Abb. 11: Der Dom zu Lund in Südschweden ist das bedeutendste Bauwerk aus Höör-Sandstein.
Abb. 12: Teil eines Altabbaues in der Nähe von Höör (Schonen, Schweden).

jüngeren Geschichte sind jedoch keine größeren Findlinge von Höör-Sandstein bekannt geworden. Auch bei den eigenen Geländebegehungen konnten keine Geschiebe aufgefunden werden. Da in den Restlöchern des Sandsteinabbaus auch keine deutliche Bankung in den eher massigen Ablagerungen beobachtet werden kann, sind Abscherungen durch das Eis wohl eher selten und würden kaum größere Geschiebe erbringen. Diese müssten zudem eine Größe aufweisen, die eine bautechnische Bearbeitung in den jetzigen Dimensionen der Blöcke ermöglichte. Auffällig ist zusätzlich die Gleichförmigkeit einzelner Chargen am Bauwerk. Dies ist für die zufällige Auswahl von Geschieben eher ungewöhnlich. Charakteristisch wären diese gleichförmigen Chargen für die Produktion von Blöcken aus einer Charge der Gewinnung im Steinbruch sowie der Produktion eines Teams oder eines Einzelnen.

Im östlichen Teil der äußeren Mauer sind 6 Blöcke und einige kleinere Steine in den Verband eingefügt, die deutliche Unterschiede zum Sandstein von Höör aufweisen:

- Mineralbestand mit Gesteinsbruchstücken aus der Kreide
- schlechtere Fertigung
- ungünstige bautechnische Eigenschaften.

Diese Steine zeigen nicht die exakte und rechtwinklige Bearbeitung der übrigen Sandsteinquader. Der größte Stein hat eine Länge von 60 cm bei einer Einbautiefe von 20 cm und wirkt eher wie nachträglich eingesetzt. Auf einem Stein finden sich grobe Bearbeitungsspuren, die vermutlich von einem groben Spitzeisen stammen. Im Inneren des Turmes konnte dieser Sandsteintyp nicht festgestellt werden.

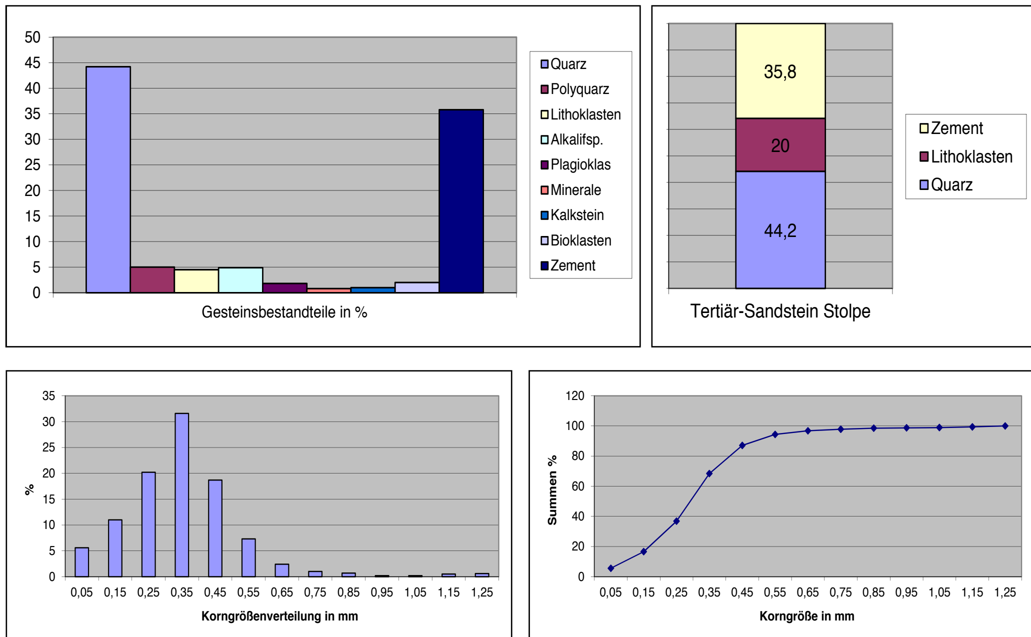


Abb. 13: Lithologische Daten des karbonatisch gebundenen Tertiär-Sandsteins – lithische Arkose.

Das Gestein ist hellgrau, in einzelnen Partien leicht gelblich. Die Zusammensetzung der Korngröße schwankt stark, wobei sie in den feinkörnigen Lagen nicht über 10 mm geht. In den gröberen Partien treten zahlreiche Kiesel bis 30 mm auf. Es handelt sich überwiegend um Flint und gut gerundete alkalibetonte Granite und Gneise sowie mikritische Kreidekalke und kleine Eisenoxid-Geoden. Im Vergleich zum Höör-Sandstein weist dieses Gestein keine Korn-Korn-Kontakte auf, sondern alle Komponenten sind in Kalziumkarbonat zementiert. Der Anteil an Zement beträgt ca. 35 %. Reste von Mikrofossilien aus der Kreidezeit (Abb. 10) und die sedimentologische Auswertung nach Füchtbauer (1988) lassen die Annahme zu, dass der Ursprung des Gesteins in der Bildung als Flusssediment oder in einem Delta liegt (Abb. 9). Hier wäre eine Bildung durch den skandinavischen Strom im Tertiär möglich. Aus zahlreichen Fundstätten in Nordbrandenburg sind kleinere Vorkommen von silikatisch verfestigten Lagen oder Knollen tertiärer Sande bekannt. So beschreibt Brose (1973) einen silikatisch gebundenen Sandstein aus einem Fundpunkt bei Bad Freienwalde. Mittels IR-Analyse an einer Probe des Steins von Bad Freienwalde wurde der Unterschied zu beiden am Turm von Stolpe verbauten Sandsteinen nachgewiesen (Stein & Bowitz 2010). Auch in der Umgebung von Stolpe liegen kleinere Fundpunkte klastischer Sedimente des Tertiärs vor, jedoch handelt es sich überwiegend um flachmarine unverfestigte Bildungen. Auf Grund der geringen Eigenfestigkeit des Gesteins ist die Annahme, dass es sich um Findlinge mit einem singulären Transport über größere Erstreckungen handeln könnte eher auszuschließen. Vielfach belegt ist, dass Schollen tertiärer Gesteine über kürzere Entfernungen geschlossen transportiert oder bei Stauchungen aufgeschoben wurden. Aus einer solchen Scholle könnten kleinere Blöcke aus einer örtlichen Verfestigung des Lockersediments kommen. Jedoch liegen keine Informationen über karbonatisch zementierte Bereiche vor. Karbonatische Verfestigungen aus den periglazialen Oderterrassen sind ebenfalls auszuschließen, da der Anteil an kretazischen Klasten im Vergleich zum vorliegenden Sediment der Terrassen zu hoch ist.

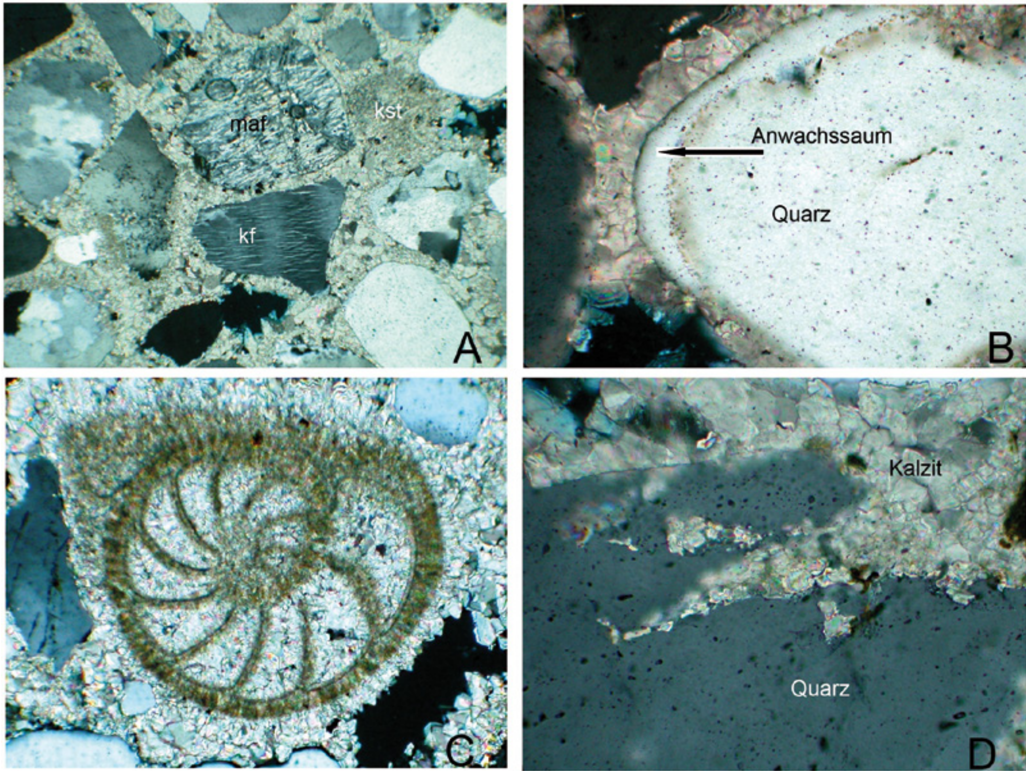


Abb. 14: Mikroskopische Aufnahme des Tertiär-Sandsteins
A – Typisches Gefüge mit zahlreichen Klasten, die in Zement aus Kalzit liegen. Der Kalksteinklast (kst) befindet sich in Auflösung mit kontinuierlichem Übergang des Mikrits zu kristallinem Zement. Zahlreiche Feldspäte liegen als Kalifeldspat sowohl mit perthitischer Ausbildung als auch als Mikroklin vor (kf). Gesteinsbruchstücke mit mafischen Mineralen (maf) weisen häufig Alteration auf, hier ein Amphibolitgneis (Größe des Bildausschnitts ca. 1,1 mm, gekreuzte Polarisatoren).
B – Häufig liegen auch gut gerundete Quarzkörner mit einem Quarzanwachssaum über einem Hämatithäutchen vor (Bildausschnitt 0,3 mm, gekreuzte Polarisatoren).
C – Kretazische Foraminifere (Lenticulina sp.) als Bioklast (Bildausschnitt 1,1 mm, parallele Polarisatoren).
D – Korrosion von Quarz durch den kalzitischen Zement (Bildausschnitt 0,3 mm, gekreuzte Polarisatoren)

Als dritte Sandsteinart wurden flache, bis 7 cm starke Platten des rot bis rotbraunen Jotnischen Sandsteins im äußeren und inneren Mauerwerk eingebaut. Größere Mengen dieses Gesteins sind insbesondere im Raum Trebus als Findlinge verbreitet (Zwenger 2010). Das Gestein tritt als Geschiebe auch in der Umgebung des Turmes Stolpe im Bereich der Angermünder Staffel und als Geröll der periglazialen Terrassen auf. Die Platten sind jedoch recht klein (max. 30 cm Größe) und hätten in der Menge für einen vollständigen Bau des Turms nicht ausgereicht. Das IR-Spektrum des roten Jotnischen Sandsteins am Turm Stolpe weist eine eindeutige Übereinstimmung mit einer Referenzprobe von Trebus auf. Bei über 70 % der Aggregate liegen direkte Kornkontakte vor. Zwickel und Lagen sind mit Tonmineralen und Serizit als Matrix ausgefüllt. Der Anteil an Matrix liegt bei 17 %. Das Gestein besteht zu fast 70 % aus Quarz. Die Quarzaggregate zeigen im Dünnschliff überwiegend eine deutlich undulöse Auslöschung und häufig Fluideinschlüsse. Ausbildung und Anordnung der Quarze weisen darauf hin, dass das Gestein einer schwachen metamorphen Beeinflussung unterlag, die zur plattigen Ausbildung führte. Weitere Bestandteile sind Alkalifeldspäte, Lithoklasten und Glimmer. Charakteristisch für das Gestein sind die starke Zersetzung der

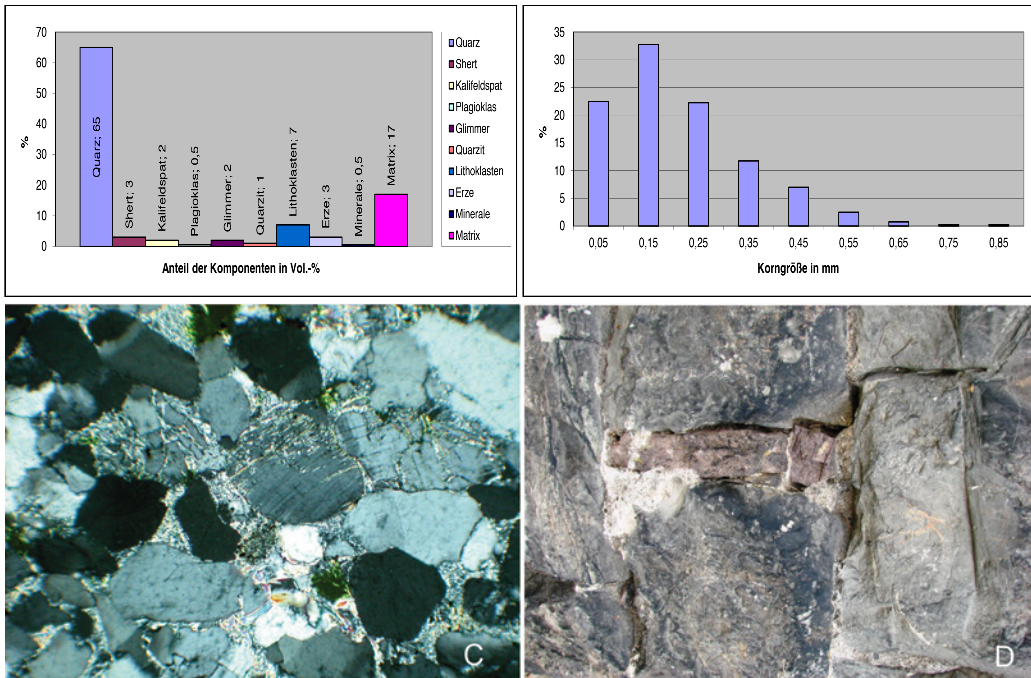


Abb. 15: Sedimentologische Auswertung des Jotnischen Sandsteins – Sublitharenit
A und B – Kornzusammensetzung und Korngrößenverteilung.
C – Graue Minerale sind Quarz, diese sind häufig mit 120° Kornkontakten angeordnet. In der Bildmitte Mikroklin mit typischer Gitterung und beginnender Serizitisierung auf Rissen (bunte Linien). Zwischen den Körnern weist die Matrix mit der intensiven Reflexionsfarbe einen hohen Anteil an Serizit auf, aber auch Reste nicht vollständig alterierter basischer Lithoklasten (Bildlänge 1,1 mm, gekreuzte Polarisatoren).
D – Einpassung einer Platte aus rotem Jotnischen Sandstein zwischen Blöcken aus Höör-Sandstein, mit sorgfältiger Teilanpassung rechts (Länge ca. 40 cm).

basischen Lithoklasten und der hohe Anteil an farbgebendem rotem Hämatit. Häufig treten Bleichungsflecke unterschiedlicher Färbung auf (Abb. 11).

5. Das Backsteinmauerwerk

Am Turm wurden nach Schütz (2007) zwei Backsteinformate verbaut. Im unteren Bereich des Turmes betragen die Formate 25,7-26,1 x 11,9-12,3 x 8,3-8,8 cm. Nach Holst (in Schütz 2007) ähneln diese Formate den um 1200 datierten Formaten des Danewerks. Die Formate der Backsteine über dem Untergeschoss weisen dann Stärken von 10 und 11 cm auf.

6. Schlussfolgerungen

Am Bauwerk des Turms von Stolpe bei Angermünde sind eindrucksvoll sowohl die Entwicklung handwerklicher Baukunst als auch der Export schwerer Güter, wie Naturwerksteine, über mittelalterliche Handelswege erkennbar. Bemerkenswert ist der Sachverhalt, dass für das Sichtmauerwerk aus Naturstein eine sorgfältige Bearbeitung erfolgte. Dazu wurden zwei grundsätzlich verschiedene Sorten an Steinen verwendet. Die überwiegend kristallinen Geschiebe des unteren Turmbereiches stammen wohl aus der Region. Selbst wenn keine Gewinnung aus einer Sandgrube in der Umgebung erfolgte, dürften zu dieser Zeit in der Region Stolpe große Mengen Findlinge an der Erdoberfläche vorhanden gewesen sein. Da sich nach Angaben von Historikern (nach Holst) keine

Spaltspuren an den Steinen erkennen lassen, erfolgte wohl in erster Linie eine Glättung der etwa schon in der Größe passenden Steine an der Sichtfläche und den Seitenflächen. Empfehlenswert wäre es, wenn durch einen erfahrenen Steinspalter und Steinmetz eine Oberflächenanalyse der Steine erfolgte, um an möglichen Bearbeitungsspuren Hinweise auf die Entwicklung dieser Handwerkskunst vor Ort zu erhalten. Die Bearbeitung der Sandsteine aus Höör ist überwiegend recht sorgfältig. Da Transporte grundsätzlich recht aufwändig sind und die Bearbeitungsqualität einen hohen Standard aufweist, ist anzunehmen, dass die Sandsteine am Gewinnungsort bei Höör vorgefertigt wurden. Zwar kann Stolpe über die Ostsee und die Oder direkt mit dem Schiff angefahren werden, von Höör zu den Häfen der Ostsee beträgt die Entfernung jedoch mindestens 50 km (35 km Luftlinie vom Abbaugebiet). Sofern ein Transport vom Ringsjön über die Rönne nach Ängelholm an der westlichen Ostseeküste zur Bauzeit des Turmes möglich war, läge aber ein kompletter Wasserweg vom Steinbruch zum Bauort vor.

Unklar sind die Herkunft und bauhistorische Stellung der karbonatisch gebundenen tertiären Sandsteine. Da ihre bautechnischen Eigenschaften ungünstig für ein Außenbauwerk sind, wäre ein Transport mit Vorfertigung aus Schweden oder Dänemark handelsökonomisch wenig sinnvoll. Die abweichende Qualität der Bearbeitung lässt auch auf eine Fertigung unabhängig von den Blöcken aus Höör-Sandstein schließen. Prinzipiell sind zwei Möglichkeiten der Verwendung dieses vermutlich aus der Region stammenden Steins möglich. Zum einen könnte es sich um Ersatzsteine aus einer späteren Zeit handeln, wenn z.B. durch Gewalteinflüsse Schäden am Turm aufgetreten waren. Andererseits ist nicht auszuschließen, dass zum Erreichen eines Baufortschritts die Lieferung an Höör-Sandstein nicht ausreichte und der tertiäre Sandstein als Ersatz diente. Zur Klärung dieser Fragen wären unter anderem Mörtelanalysen direkt zwischen Blöcken aus tertiärem Sandstein im Vergleich zu gesicherten Mörtelanalysen zwischen Blöcken aus Höör-Sandstein erforderlich.

Literatur

Breitling, Stephan & Krauskopf, Christof: www.dhm.de/ausstellungen/burg-und-herrschaft/brandenburg (Stolpe).

Brose, F. (1973): Sandstein bei Freienwalde. - Heimatkalender 1973 für den Kreis Bad Freienwalde (Oder), 67-69.

Bülow, W. v. (2004): Verwitterungsformen an Feuersteinen auf sekundären Lagerstätten in Mecklenburg-Vorpommern. - Neubrandenburger Geowissenschaftliche Beiträge **4**, 43- 48.

Füchtbauer, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine, Teil II. - Schweizerbart Stuttgart.

Mehner, A. (2009): Archäologische Untersuchungen im Rahmen des BV „Erschließung Stolper Turm“ in Stolpe/Oder, (Landkreis Uckermark). - unveröff.

Schulz, W. (2003): Geologischer Führer für den norddeutschen Geschiebesammler. - cw/Verlagsgruppe Schwerin.

Schütz, A. (2007): Die hoch- und spätmittelalterlichen Burgen und Adelssitze in der Uckermark, Land Brandenburg. - Dissertation, Humboldt Universität zu Berlin.

Stein, K.-J. & Bowitz, J. (2010): Makroskopische und IR-Analysen der Sandsteine am Stolper Turm. - Brandenburger Geowissenschaftliche Beiträge **17**, 91-102.

Zwenger, W. (2010): Der Trebuser Sandstein – ein Massenvorkommen jotnischer Sandsteingeschiebe. - Brandenburger Geowissenschaftliche Beiträge **17**, 77-90.

Anschrift des Autors

Karl-Jochen Stein, Am Schulzensee 3, 17258 Feldberger Seenlandschaft OT Waldsee, E-Mail: natursteinarchitektur@t-online.de

Neubrandenburger Geologische Beiträge
Band 11 / 2011 / Seiten 57–61 / DOI 10.3285/ngb.11.07
www.geologische-beitraege.de

GEOZON SCIENCE MEDIA
ISSN 1616-959X

„Strukturelle Evolution" der Staatlichen Geologie in Neubrandenburg – „Öffnung" und „Schließung" aus Verwaltungs-tektonischer Sicht [1)]

Ralf-Otto Niedermeyer (Güstrow)

Sehr geehrte Damen und Herren, liebe Kolleginnen und Kollegen,

ich heiße Sie auch im Namen von Herrn Dr. Stegemann, dem Direktor des LUNG MV, recht herzlich willkommen zum heutigen Fachkolloquium. Mit besonderer Freude begrüße ich die Amtsleiterin des StAUN Neubrandenburg, Frau Christa Maruschke, den Amtsleiter des StAUN Ueckermünde, Herrn Horst Wroblewski, sowie meinen Vorgänger im Amt, Herrn Dr. Friedrich Emil Meister. Anlass ist die bevorstehende, seit Jahren geplante Schließung der LUNG-Außenstelle (AS) Neubrandenburg, die sich zuletzt als „Regionalarchiv des Geologischen Dienstes" der geologischen Fachberatung in der Region Neubrandenburg gewidmet hat.

Unsere heutige Veranstaltung soll neben einer kurzen Rückschau, verbunden mit einer Würdigung der Leistungen der in Neubrandenburg tätigen Angehörigen des Staatlichen Geologischen Dienstes (SGD) von Mecklenburg-Vorpommern, von denen viele heute hier versammelt sind, vor allem auch einen Einblick geben in aktuelle landesgeologische Themen. Diese berücksichtigen besonders die Region Neubrandenburg und sollen darüberhinaus aufzeigen, dass auch in Zukunft dieser Landesteil Arbeits- und Beratungsfeld des SGD von MV sein und bleiben wird.

Geologen denken bekanntlich in Zeitdimensionen, die für die „gewöhnlich Sterblichen" schwer nachzuvollziehen sind: Auf ein paar Millionen an Jahren kommt es dabei manchmal nicht an! Aber Geologen überblicken auch viel kürzere Zeitabschnitte, wenn es darum geht, z.B. zu untersuchen, welches endogene oder exogene geologische Ereignis einen bestimmten Gesteinskomplex geschaffen haben kann, z.B. durch einen Vulkanausbruch, einen Tsunami, eine Hangrutschung o.a.

In diesem zeitlichen Zusammenhang vollzieht sich das persönliche Wirken der Geologen in der Größenordnung von einigen Jahrzehnten, vorausgesetzt sie können mehr oder minder kontinuierlich ihren Beruf ausüben. Was in der modernen Zeit mit ihren variablen Erwerbsbiographien und zunehmend prekären Arbeitsverhältnissen gar nicht mehr so einfach ist.

Dass einige Jahrzehnte „in der persönlichen Geologen-Zeit" auch stark Standort-bezogen sein können, oder besser – geologisch gesagt – „Aufschluss-bezogen", zeigt sich am Beispiel Neubrandenburgs:

[1)] Rede des Leiters des Geologischen Dienstes von Mecklenburg-Vorpommern, Prof. Dr. habil. Ralf-Otto Niedermeyer, im Rahmen des Abschluss-Kolloquiums am 24. November 2009 anlässlich der Schließung der Außenstelle (Geologisches Regionalarchiv) Neubrandenburg des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie (LUNG) Mecklenburg-Vorpommern (MV) zum Jahresende 2009

Ein „regionaler Geo-Hot-Spot", der gut ein halbes Jahrhundert in dieser Region dafür sorgte, dass das Motto der Umweltbewegung „Think global – act local" seine spezifische geologische Entsprechung erfuhr, wandelt sein Erscheinungsbild als Folge „verwaltungs-tektonischer Bewegungen": Die „Subduktion" oder besser „Akkretion" des SGD-Standortes Neubrandenburg, wie 10 Jahre zuvor diejenige des SGD-Standortes Schwerin, unter das „Güstrow-Terrane" (um im geologischen Sprachbild zu bleiben) ist nahezu vollzogen! Das bedeutet, dass im Sinne des weithin bekannten Geologen bzw. Tektonikers Prof. Serge von Bubnoff (1888–1957), dessen 120. Geburtstag und 50. Todestag sich 2008 bzw. 2007 jährten, die „Grundprobleme der Geologie", abgehandelt in seinem berühmten Buch, im Hinblick auf das Entstehen und Vergehen der Kontinente auch eine verwaltungsseitige Entsprechung haben. Man könnte demgemäß diesen Entwicklungsprozess für den SGD-Standort Neubrandenburg geologisch wie folgt beschreiben:

Nach Abspaltung eines „SGD-Mikro-Kontinentes" Neubrandenburg im Jahre 1956 vom „regionalen Groß-Kontinent Zentraler Geologischer Dienst Nord" in Schwerin teilte sich ersterer durch „strukturelles Rifting" nach wenigen Jahren 1961 in zwei kleine „Kratone", die bis 1990 stabil blieben:

- die Arbeitsstelle des VEB GFE Nord Schwerin,
- die Bezirksstelle für Geologie Neubrandenburg/ab 1975 Abteilung Geologie beim Rat des Bezirkes Neubrandenburg.

Die SGD-Außenstelle Neubrandenburg wurde nach der Wende im Zuge der Reorganisation der ostdeutschen geologischen Landesdienste eingerichtet (siehe Rühberg 2000). Auf S. 39 schreibt Rühberg in der Rückschau: „Politisch sensibel war die Frage der Außenstellen eines Geologischen Landesamtes. Hier hatte sich über die ehemaligen Räte der Bezirke eine regionalpolitische Struktur entwickelt, die nicht einfach beiseite geschoben werden konnte." Im Errichtungsbeschluss für das Geologische Landesamt (GLA) MV 1991 ist festgelegt, dass „solange noch keine Ost-West-Verbindung im Lande Mecklenburg-Vorpommern besteht [...] aus Kostengründen und dem Bemühen um Effektivität [...] für den östlichen Landesteil in Neubrandenburg eine Außenstelle einzurichten (ist), die längstens bis zum 31.12.1996 Bestand hat". Mit der fehlenden Ost-West-Verbindung war die geplante Ostseeautobahn BAB 20 gemeint. Dieser Termin verstrich und auch im Zuge der Überführung des GLA ins LUNG am 1.1.99 blieb die Außenstelle Neubrandenburg „als Dienstleister für die Region" erhalten (Pressemitteilung des Umweltministeriums MV vom 15.1.1999).

In den letzten Jahren wurde die SGD-AS Neubrandenburg als „Geologisches Regionalarchiv" des LUNG bezeichnet, was im Kontext von weniger Personal und organisatorischen Änderungen in der Umweltverwaltung in MV dem Bestreben Ausdruck verlieh, sowohl strukturelle Reformen als auch Aufgabenkonzentrationen vorzunehmen. Die Beibehaltung des „Regionalarchivs des Staatlichen Geologischen Dienstes von Mecklenburg-Vorpommern" als kleine LUNG-Außenstelle muss sowohl im Hinblick auf die Präsenz der Landesgeologie in der Fläche als auch im Ringen um Arbeitsplätze im öffentlichen Dienst am Standort Neubrandenburg als ein Erfolg aller Beteiligten gewertet werden. Denn immerhin gelang es, statt wie geplant bis 1996, die Außenstelle bis Ende 2009 zu erhalten. Sicherlich darf in diesem Zusammenhang außerdem festgestellt werden, dass die Symbiose von bestimmten landesgeologischen Aufgaben einer Fachbehörde (LUNG) und Aufgaben einer Vollzugsbehörde (StAUN) am Standort Neubrandenburg Synergien zeitigten, z.B. bis zuletzt in der Wasserwirtschaft. Aber darauf wird sicherlich die Leiterin des StAUN NB, Frau Maruschke, in ihrem Beitrag ausführlicher eingehen.

Von Beginn an gab es auf allen Seiten Übereinstimmung, dass in der fachlichen und regionalen Zuständigkeit in der Außenstelle folgende Teilaufgaben der Angewandten Geologie wahrgenommen werden sollten:

- Hydro-, Ingenieur-, Lagerstätten-, Deponie- und Bodengeologie (Fachliche Zuständigkeit);
- Gebietszuständigkeiten für die Umweltämter Greifswald, Anklam, Neubrandenburg und Neustrelitz sowie Stralsund für den Bereich Hydrogeologie;
- Als Grundlage der fachlichen Arbeit war das geologische Regionalarchiv in Neubrandenburg weiterzuführen.

Zur Lösung dieser Aufgaben wurden der Außenstelle zunächst 9 feste Stellen zugewiesen und mit den Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern Dieter Fabian, Klaus Granitzki, Angelika Hädrich, Gisela Jung, Lilli Meile, Heinz Mundthal, Jürgen Tiedt, Brigitte Welthe und Monika Wietz besetzt. Nach wenigen Wochen wurde dieser Personalbestand um zwei weitere Stellen erweitert, die durch Inge Thiede und Dr. Ulrich Ratzke besetzt wurden. Es gab auch eine klare Aussage durch den damaligen Amtsleiter und das Umweltministerium Mecklenburg-Vorpommerns, dass frei werdende feste Stellen (Altersgrenze, Ausscheiden aus anderen Gründen) in Neubrandenburg nicht nachbesetzt werden dürfen. Detaillierte „Standort-Informationen" finden sich im Beitrag von Granitzki et al. (2007) in den „Neubrandenburger Geologischen Beiträgen".

Damit war strategisch zwar die „Endlichkeit der Existenz der Außenstelle Neubrandenburg" vorgezeichnet, gleichwohl aber auch die Gewähr gegeben, dass die SGD-Angehörigen für zusätzliche Jahre in Neubrandenburg arbeiten konnten und die Vorteile, im Unterschied zu den seit 1999 pendelnden Schweriner Geologen, eines wohnortnahen beruflichen Wirkungsfeldes bis Ende 2009 weiterhin schätzen lernten. Insofern ist das Wort vom „Austrocknen der Außenstelle Neubrandenburg", wie es Anfang/Mitte der 1990er Jahre manchmal zu hören war, durch die Vorzüge eines gewissen „Oasen-Charakters" sicherlich zu relativieren.

Dessen ungeachtet war das „rote Telefon" zur Kommunikation zwischen der AS Neubrandenburg und den SGD-Zentralen in Schwerin und ab 1999 in Güstrow immer „scharf" geschaltet, was dem Wirken des ehemaligen AS-Leiters Klaus Granitzki auch stets ein wichtiges Anliegen war. Die Rahmenbedingungen in der AS Neubrandenburg waren trotz räumlicher Trennung zur „Zentrale" stets durch intensive fachlich-organisatorische Abstimmungen bzgl. der Aufgabenbewältigung gekennzeichnet. Dadurch konnte das erforderliche Niveau in der fachlichen Arbeit kontinuierlich gesichert werden.

Hervorzuheben ist auch, dass es schon Anfang der 1990er Jahre gelang, die Fördermöglichkeiten des 2. Arbeitsmarktes zur Erhöhung des Personalbestandes umfassend zu nutzen. Dadurch konnten zeitweise bis zu 12 Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter zusätzlich zu den Festangestellten beschäftigt werden, darunter engagierte Fachkollegen wie Dr. Klaus Peterss, Uwe Thiel, Bernd Albrecht, Björn Ocker und Siegfried Selicko. Die Aufgabengebiete der befristeten Mitarbeiter waren die Aufarbeitung geologischer Altdaten. Wie sich heute zeigt, werden diese mittlerweile zunehmend digital vorliegenden „subrezenten" landesgeologischen Informationen von den verschiedensten Nutzern stark nachgefragt. Festangestellte und befristete Mitarbeiter bildeten ein festgefügtes Arbeitsteam, das straff geführt wurde. Es herrschte ein Arbeitsklima, das die Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter fortwährend bei der Aufgabenbewältigung motivierte, förderte und auch forderte, erkennbar an

guten Arbeitsergebnissen. Bei meinem Antrittsbesuch Anfang November 2001 hatte die Außenstelle immerhin 19 Angestellte (sowohl in festen als auch befristeten Arbeitsverhältnissen)!

Besonders zu betonen ist ferner, dass zwischen den Angehörigen der Außenstelle und den Fachkollegen in den zahlreichen privaten Unternehmen bzw. Ingenieurbüros ein gutes kollegiales Verhältnis herrschte und keine Konkurrenzsituation bestand. Diese „Vernetzung" und das „Prinzip der kurzen Wege" wirkten sich besonders positiv auf viele Einzelfragen der täglichen Arbeit aus und trugen zu deren Erfolg bei.

Der Staatliche Geologische Dienst in Neubrandenburg hat seine Aufaben stets als regionaler Dienstleister im unfassenden Sinne betrachtet und organisiert. Die Arbeitskontakte vor allem zu Kreisbehörden, Kommunen, Unternehmen (auch zu den Bohrbetrieben), wissenschaftlichen Einrichtungen (besonders zur Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald und der Fachhochschule Neubrandenburg) haben zu der relativ großen Außenwirkung beigetragen (s. a. Granitzki 1998). Dazu gehört auch die erfolgreiche deutsch-polnische Zusammenarbeit im Rahmen von Projekten der Gemeinsamen Umweltkommission (GUK) und Interreg-Aktivitäten im Bereich der Wasserwirtschaft (s. a. Hannappel et al. 2009).

In der Außenstelle wurde eine breite geologische Öffentlichkeitsarbeit in vielen Formen geleistet. Das führte zu einem relativ hohen Bekanntheitsgrad. Die Durchführung großer geologischer Veranstaltungen, wie 125 Jahre Kiesabbau in Neubrandenburg (s. a. Granitzki et al. 2001), 70. Jahrestagung der AG Norddeutscher Geologen (ca. 200 Teilnehmer; s. a. Niedermeyer et al. 2003), stellten besondere Höhepunkte dar.

Desweiteren soll nicht unerwähnt bleiben, dass der Geo-Standort Neubrandenburg der Bewahrung des „geologischen Erbes" in Mecklenburg-Vorpommern durch die Etablierung eines „Nationalen Geoparks" besondere Impulse verliehen hat (s. a. Buddenbohm et al. 2003). Das LUNG als Kooperationspartner des Geopark-Projektes „Mecklenburgische Eiszeitlandschaft" hat den „Geowissenschaftlichen Verein Neubrandenburg" (s. a. Buddenbohm 2000) als Projektträger in vielfältiger Weise unterstützt. Um so bedauerlicher sind die sich seit einiger Zeit abzeichnenden Schwierigkeiten bei seiner dauerhaften Etablierung in der Region. Es bleibt zu hoffen und zu wünschen, dass dieses erfolgreiche geotouristische und Umweltbildung verbreitende Projekt mit überregionaler Ausstrahlung bald wieder unter verbesserten wirtschaftlichen Rahmenbedingungen agieren kann!

Lassen Sie mich zum Schluss meiner kurzen „Standort-Laudatio" kommen, meine Damen und Herren:

Andrė Gide, französischer Schriftsteller und Literatur-Nobelpreisträger 1947, hat einmal gesagt:
„Es ist ein Gesetz im Leben: Wenn sich eine Tür vor uns schließt, öffnet sich eine andere. Die Tragik ist jedoch, dass man nach der geschlossenen Tür blickt und die geöffnete nicht beachtet."

Diesem Zitat folgend soll festgehalten bleiben, dass mit der zunächst nicht absehbaren Lebensdauer der Außenstelle Neubrandenburg über 20 Jahre einerseits auf sozial verträgliche Art alle Festangestellten ihre Lebensarbeitszeit realisieren konnten und andererseits, und damit will ich zu den Vorträgen überleiten, die territorialgeologische Verantwortlichkeit für den Raum Neubrandenburg und die umgebenden Planungsregionen im LUNG Güstrow erhalten bleiben wird. Diese

Aufgabe stellt angesichts der aktuellen und bekannten finanziellen und strukturellen Rahmenbedingungen im Land Mecklenburg-Vorpommern eine echte Herausforderung dar, der sich der Geologische Dienst und das LUNG insgesamt stellen werden.

Insofern mag sich hier in Neubrandenburg zum Jahresende zwar eine „Tür schließen", aber eine andere ist und bleibt in Güstrow geöffnet!

Allen Angehörigen der Neubrandenburger Außenstelle gestern und heute besten Dank für ihren engagierten Einsatz und ihre Leistungen für die Staatliche Geologie des Landes Mecklenburg-Vorpommern!

Vielen Dank!

Literatur

Buddenbohm, A. (2000): Die Gründung des Geowissenschaftlichen Vereins Neubrandenburg, Gründungsmitglieder, Satzung.- Neubrandenburger Geol. Beitr., **1**: 5-10.

Buddenbohm, A., Granitzki, K., Strübing, H. & Daedlow, W. (Red., 2003): Auf den Spuren der Eiszeit – Geopark Mecklenburgische Eiszeitlandschaft.- Neubrandenburger Geol. Beitr., Sonderausgabe: 76 S.

Granitzki, K. (Hrsg., 1998): Geologie der Region Neubrandenburg.- 114 S., Neubrandenburg (Stadt Neubrandenburg/Industrie- und Handelskammer).

Granitzki, K., Kessow, J., Eickmann, H., Röpcke, E., Maubach, P., Knöfler, U., Rellig, R. & Zwahr. H. (2001): 1876 – 2001: 125 Jahre Kiessandtagebau Neubrandenburg-Hinterste Mühle – Rückblende und Konzepte für eine nachhaltige Entwicklung.- Neubrandenburger Geol. Beitr., Sonderausgabe: 60 S.

Granitzki, K., Reincke, J. & Walter, S. (2007): 50 Jahre geologische Arbeit in Neubrandenburg.- Neubrandenburger Geol. Beitr.,**7**: 1-15.

Hannappel, S., Rejman-Rasinska, E., Fichte, H.-G. & Mundthal, H. (2009): Grenzüberschreitendes Gewässermonitoring im Anstrombereich des Stettiner Haffs und der Oder in der Euroregion Pomerania.- Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, **53** (1): 25-36.

Niedermeyer, R.-O., Granitzki, K. & Peterss, K. (Hrsg., 2003): 70. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen – Tagungsbeiträge und Exkursionsführer.- 173 S., Güstrow (Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg – Vorpommern).

Rühberg, N. (Hrsg., 2000): Die Reorganisation der fünf ostdeutschen Geologischen Landesdienste während der Vereinigung Deutschlands.- Schriftenr. f. Geowiss., **8**: 80 S.

Anschrift des Autors

Prof. Dr. Ralf-Otto Niedermeyer, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Goldberger Straße 12, 18273 Güstrow, ralf-otto.niedermeyer@lung.mv-regierung.de

Neubrandenburger Geologische Beiträge
Band 11 / 2011 / Seiten 62–64 / DOI 10.3285/ngb.11.08
www.geologische-beitraege.de

GEOZON SCIENCE MEDIA
ISSN 1616-959X

Wenn ein großer Eisbrocken schmilzt

Eveline Schröder (Neubrandenburg)

Die Förderung von Kindern und Jugendlichen nimmt in der Arbeit des Geowissenschaftlichen Vereins Neubrandenburg einen besonderen Platz ein. Vereinsmitglieder besuchen Schulen und ergänzen den Unterricht mit Vorträgen oder Seminaren, bieten Führungen und Ausflüge in die Umgebung oder unterstützen die Lehrer bei der Ausrichtung von Projekttagen, z.B. zum Thema Eiszeit und Glaziale Serie.

Manchmal fallen derartige Angebote auf besonders fruchtbaren Boden und es entwickelt sich eine engere Zusammenarbeit. Und so wurde im Frühjahr 2009 ein Kooperationsvertrag zwischen der Neubrandenburger Grundschule West und dem Geowissenschaftlichen Verein Neubrandenburg unterschrieben. In diesem wurde neben der geologischen Fachbegleitung an Projekt- und Wandertagen auch die Unterstützung der Arbeitsgemeinschaft „Fossilien" vereinbart, die von der Schule angeboten wird. Von den Schülern, die sich an jedem Montag mit ihren Funden treffen, sind viele auch Mitglied der Kindersammlergruppe des Vereins geworden. Wer durch das unweit des Tollensesees gelegene Schulgebäude geht, kommt an der Arbeit der kleinen Geologen nicht mehr vorbei. Eine große Schauvitrine, mit Hilfe der LEO-Stiftung Live 4 Each Other angeschafft, wird von den jungen Sammlern regelmäßig mit ihren interessantesten Funden gefüllt. Voller Stolz nutzen die Schüler die Möglichkeit, Mitschülern, Lehrern und Besuchern der Schule auch sich selbst und ihr Hobby in Text und Bild vorzustellen.



Abb. 1: An der Informationstafel am Eingang zum Naturschutzgebiet erklärt der Geologe, wie die Eiszeit unsere Landschaft formte.

Neben verschiedenen Aktivitäten kam es nun im Mai 2011 zu einem besonderen Erlebnis für die Schüler der Klasse 1 b. Die Grundschule West hatte in diesem Monat drei Projekttage zum Thema „Wasser ist Leben“ eingeplant. Nach Absprache zwischen dem Vereinsvorsitzenden Andreas Buddenbohm und der Klassenlehrerin Eveline Schröder wurde beschlossen, in diesem Rahmen den Rühlower Os, einen typischen eiszeitlichen Wallberg östlich von Neubrandenburg, zu erkunden. Für die Erstklässler war schon die Busfahrt ein tolles Erlebnis.

Bei schönstem Wetter waren alle für den anschließenden 1,7 km langen Fußweg von Warlin in Richtung Rühlow motiviert. Nach gegenseitiger Begrüßung und einer kurzen Verschnaufpause, bei der Andreas Buddenbohm erste Erläuterungen zur eiszeitlichen Entstehung unserer Landschaft gab und gleichzeitig auf das Verhalten in einem Naturschutzgebiet hinwies, konnte das Abenteuer beginnen.



Abb. 2: Wo heute eine tiefe Osgrube ist, wurde in der Eiszeit einst ein Eisbrocken unter Sand und Kies begraben.



Abb. 3: Wir bauen ein Osauge! Gespannt warten die Kinder darauf, dass der „Eisbrocken“ schmilzt.



Abb. 4: Lara und Annelie vor dem blinkenden Osauge.

Auf dem Osrücken angekommen, staunten die Kinder über das wunderschöne Stück Landschaft, das sich vor ihnen auftat. Mit kindgerechten Worten und sehr anschaulich verstand es der Geologe, den Schülern die Entstehung des Wallberges zu erklären: Sand und Kies wurden vom Schmelzwasser in einer Eisspalte abgelagert und dabei ein Eisbrocken verschüttet. Bei seinem Abschmelzen entstand das so genannte Rühlower Osauge, ein natürliches Amphitheater mit einem kleinen Teich - dem blinkenden Osauge - in der Mitte.

Wie das vor sich gegangen ist, wurde dann mit Sand und einem künstlichen Eisbrocken vor Ort selbst ausprobiert. Gespannt verfolgten die Schüler, wie sich die Oberfläche des Sandrückens beim Schmelzen des verschütteten Eises senkte.

Hintereinander, wie bei einem Wolfsrudel, ging es dann durch Gras und Disteln zu der Stelle, an der der Wallberg im 19. Jahrhundert beim Bau der Eisenbahnstrecke durchbrochen wurde. Hier wunderten sich alle über die Tiefe der alten Grube, denn mehr als 15 Meter Kies hatte die Eiszeit hier abgelagert. Für den Bau des Bahndamms war er ein willkommenes Baumaterial.

Nach einem stärkenden Geologenpicknick und einem großen Dankeschön an Herrn Buddenbohm machte sich die Klasse 1 b auf den Rückweg. Alle wussten nun, was die Eiszeit für einen wunderschönen Lebensraum geschaffen hat, an dem sich jeder erfreuen kann.

Anschrift des Autors

Eveline Schröder, Walter-Gotsmann-Weg 45, 17033 Neubrandenburg,
axel.schroeder.nb@t-online.de

Neubrandenburger Geologische Beiträge
Band 11 / 2011 / Seiten 65–81 / DOI 10.3285/ngb.11.09
www.geologische-beitraege.de

GEOZON SCIENCE MEDIA
ISSN 1616-959X

Halle-Exkursion 2010 des Geowissenschaftlichen Vereins Neubrandenburg e.V.

Bodo-Carlo Ehling (Halle/Saale), Andreas Mitschard (Brüssow)

„Han wir hüte Water un Holt,
So han wir morne Silber un Gold.“
Hallorenspruch

Die Herbstexkursion der Sammlergruppe führte 21 Mitglieder und Freunde des Geowissenschaftlichen Vereins Neubrandenburg vom 30. September bis 3. Oktober 2010 in die Geologie von Halle/Saale und Umgebung. Im Stadtgebiet selbst besichtigten wir neben den Baudenkmälern vor allem Zeugnisse der Salzsiedekunst, das Geiseltalmuseum sowie Aufschlüsse rhyolithischer Gesteine des halleschen Vulkanitkomplexes (HVK). Exkursionsziele in der nördlichen Umgebung waren Zeugnisse des historischen und aktuellen Bergbaus auf Steinkohle, Kupferschiefer und Hartgestein.

Geologie

Das Grundgebirge im Raum Halle bildet die Mitteldeutsche Kristallinzone (MKZ). Die älteren Gesteine des Kristallins bilden Paragneise und Amphibolite, deren Alter nicht gesichert ist. Nach Vergleich mit ähnlichen Gesteinen in den benachbarten Regionen kommt Proterozoikum bis Kambro-Ordovizium in Frage. Im Zuge der variszischen Gebirgsbildung (älteres Devon bis Unterkarbon) drangen in dieses ältere Kristallin plutonische Gesteine mit einem radiometrischen Alter von rund 330 Ma.

Von Wettin aus durch das Stadtzentrum von Halle bis Delitzsch verläuft in NW-SE-Richtung als markante tektonische Struktur die Halle-Störung (Abb. 1). Sie trennt die Halle-Wittenberg-Scholle im Nordosten von der Merseburg-Scholle im Südwesten. Im Bereich der gehobenen Halle-Wittenberg-Scholle streichen störungsnahe permokarbone Abfolgen des Saale-Beckens unter geringmächtiger känozoischer Bedeckung aus. Auf der abgesenkten Merseburg-Scholle dominieren die Sedimente des Zechsteins, Bundsandstein und Muschelkalks unter känozoischer Lockergesteinsbedeckung. Unterlagert wird das Oberperm und Mesozoikum ebenfalls von permokarbonen Sedimenten des Saale-Beckens und den kristallinen Gesteinen der MKZ.

Die sedimentäre Füllung des nordöstlichen Saale-Beckens im Bereich der heutigen Stadt Halle beginnt im Oberkarbon und klingt im Unterperm aus. Im Oberkarbon werden nach Gaitzsch et al. (1998) drei Formationen unterschieden (von unten nach oben): Gorenzen-, Rothenburg- und Siebigerode-Formation, die aus kontinentalen, rotgefärbten Ablagerungen verzweigter Flussläufe bzw. von Überflutungsebenen aufgebaut sind und zur Mansfeld-Subgruppe zusammengefasst werden. Im Beckeninneren lagerten sich in Flüssen, Seen und Sümpfen graue, z.T. steinkohleführende Sedimente ab (von unten): Grillenberg-, Querfurt- und Wettin-Subformation. Im Rotliegend (Unterperm) des nordöstlichen Saale-Beckens können drei lithostratigraphische Einheiten auskartiert werden (von unten): Halle-, Hornburg- und Eisleben-Formation. Im Stadtgebiet von Halle streichen lediglich die Wettin-Subformation und die Halle-Formation an der Oberfläche aus.

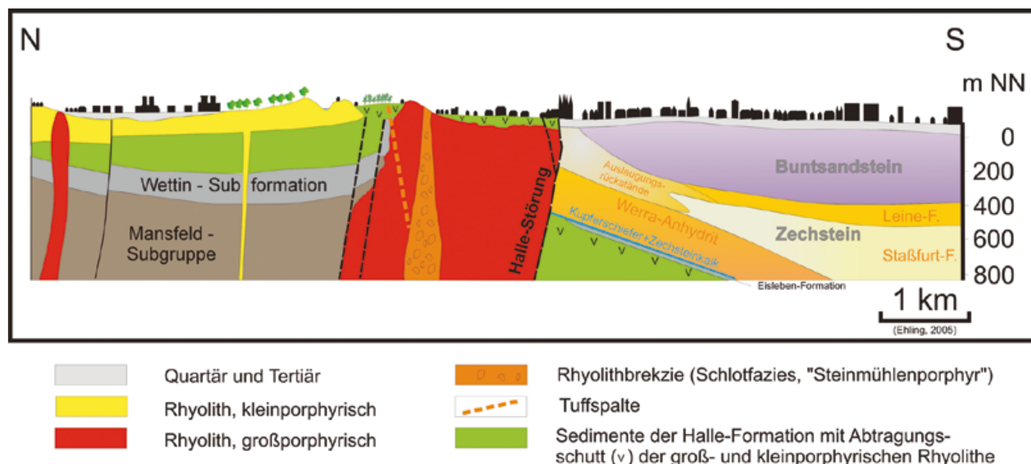


Abb. 1: Schematisches N-S-Profil durch das Stadtgebiet von Halle/Saale.

Im Verlauf der Ablagerung der Halle-Formation kam es im nordöstlichen Saale-Becken zum Höhepunkt der magmatischen Aktivität. Rhyolithische Magmen des HVK nahmen in unterschiedlichen Niveaus der Wettin-Subformation und Halle-Formationen Platz (Breitkreuz & Mock 2004). Traditionell werden im HVK die großporphyrischen Einheiten Löbejün, Landsberg und Halle von den kleinporphyrischen Einheiten Wettin und Petersberg abgegrenzt. Quantitative Untersuchungen der felsischen Einsprenglinge (Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz) der Rhyolithe zeigen, dass die großporphyrischen Einheiten im Durchschnitt höhere Einsprenglingsgehalte und größere Kalifeldspateinsprenglinge aufweisen (Mock et al. 2003). Die groß- und kleinporphyrischen Einheiten sind geochemisch extrem homogen (Romer et al. 2001). Die Härtlinge der Rhyolithe bilden die höchsten Erhebungen in der Stadt Halle und im Umland.

Südwestlich der Halle-Störung überlagert Zechstein die permokarbonen Abfolgen. Im Raum Halle wird der Zechstein in vier Großzyklen gegliedert: Werra-, Staßfurt-, Leine- und Aller-Folge (-Formation). Oberflächlich tritt er nur als Auslaugungsrückstand am Marktplatz in Halle sowie im Saaletal zwischen Brachwitz und Wettin zu Tage. Die primäre Zechsteinabfolge erfuhr intensive Veränderungen durch Salztektonik und Auslaugung.

Sedimente des Buntsandsteins sind auf der Merseburg-Scholle weit verbreitet. Der Untere Buntsandstein beginnt mit tonig, siltigen Ablagerungen. In diese sind geringmächtige, oolithische Kalksteinbänke eingeschlossen. Darauf folgen feingeschichtete Feinsand-, Silt- und Tonstein-Wechsellagerungen. Der feinklastische Mittlere Buntsandstein besteht aus kleinzyklisch aufgebauten Wechselfolgen von Ton-, Silt- und Feinsandstein. Charakteristisch für den Oberen Buntsandstein sind gips- und steinsalzführende Sedimente. Er nimmt faziell eine Übergangsstellung zwischen dem kontinental geprägten Mittleren Buntsandstein und den marinen Ablagerungen des Muschelkalks ein.

Sedimente des Muschelkalks besitzen auf der Merseburg-Scholle eine geringere Verbreitungsfläche als der Buntsandstein. Neben dem charakteristischen fossilreichen Kalkstein treten dolomitische Varietäten sowie Anhydrit und Steinsalz auf. Letztere sind aber der Auslaugung weitestgehend zum Opfer gefallen. Die jüngeren Schichtglieder des Muschelkalks sind nicht aufgeschlossen und nur als Lesesteine zu erkennen.

Die Ablagerungen des jüngeren Mesozoikums (Keuper, Jura und Kreide) sind im Raum Halle nicht überliefert. Eine Ursache für das Fehlen dieser Abfolgen liegt in den Hebungsbewegungen

der Bruchschollen. Weitflächig verbreitet sind Tone und Sande mit kohligen Einschaltungen eozänen und oligozänen Alters.

Als älteste quartäre Ablagerungen gelten die „präglazialen Flussschotter". Es handelt sich hier um quarzreiche Kiese, die keine Gerölle von skandinavischen Gesteinen führen. Die Elster-Kaltzeit hinterließ zwei Grundmoränen, die durch glazifluviatile Sande getrennt wurden. Die Aufschotterung der Saale-Hauptterrasse verlief mehrphasig und liegt etwa 10–15 m über dem heutigen Auenniveau. In die Saale-Kaltzeit fällt die Ablagerung des Lochauer und Bruckdorfer Bändertons, die von der sogenannten Hauptgrundmoräne getrennt werden. Die Niederterrasse und die weitverbreiteten Lößablagerungen sind Zeugnisse der Weichsel-Kaltzeit.

Bergbauliche Entwicklung

Die historische Nutzung von mineralischen und Energierohstoffen, wie Braun- und Steinkohle, Kali- und Steinsalz, Kupfer, Hartgesteinen und verschiedenen Steine- und Erdenrohstoffen erlaubt durchaus, die Stadt Halle als Bergstadt zu bezeichnen (Neuss 1955). Bereits 1693 wurde das erste Bergamt für die Region in Wettin errichtet. Im Jahr 1772 erfolgte die Einführung der Magdeburg-Halberstädtischen Bergordnung und die Gründung des königlichen Oberbergamtes in Rothenburg, das 1815 nach Halle umzog und hier bis 1945 ansässig war.

Der Abbau des Kupferschiefers erfolgte in den Revieren Mansfeld und Sangershausen. Der Kupferschiefer als älteste lithostratigraphische Einheit der Werra-Folge (Zechstein) ist nur 30 bis 40 cm mächtig. Im Zeitraum 1200–1990 wurden in den vorgenannten Revieren 109 Mio. t Roherz gefördert und daraus 2,6 Mio. t Kupfer und 14.200 t Silber gewonnen (Rappsilber et al. 2007). Am Nordostrand der Merseburg-Scholle besitzt der Kupferschiefer kaum abbauwürdige Metallgehalte, jedoch finden sich südlich von Dobis Schachthalden des Kupferschieferbergbaus aus dem 15. Jahrhundert. Zu Beginn der fünfziger Jahre des vergangenen Jahrhunderts erfolgte hier mittels Bohrungen und bergmännischen Auffahrungen eine erneute Untersuchung der Metallgehalte an der Zechsteinbasis, die jedoch keinen wirtschaftlichen Erfolg erbrachten.

Die Gewinnung von Steinkohle der Wettiner Schichten (Oberkarbon) erfolgte in den Revieren Wettin und Löbejün-Plötz ab 1583 zunächst obertägig. 1622 begann der untertägige Abbau, die Steinkohleförderung wurde im Wettiner Revier 1893 eingestellt (Rappsilber et al. 2007). Kleinere Steinkohlenvorkommen wurden im Hallenser Revier bei Giebichenstein und Dölau sowie Brachwitz und Lettewitz abgebaut (Bringezu 2005). Insgesamt wurden aus den Schächten um Halle, Wettin, Löbejün und Plötz in den Jahren 1695–1965 mehr als 6,2 Mio. t Steinkohle gefördert (Bachmann et al. 2008).

Kali- und Steinsalzbergbau mit modernen Mitteln erfolgte in der Umgebung von Halle, in Teutschenthal ab 1894 bis 1982 und in Johannishall fand die Kaliproduktion von 1904 bis 1922 statt (Rappsilber et al. 2007).

Tertiäre Braunkohle wurde in zahlreichen Gruben um Halle gewonnen. Die bedeutendste Lagerstätte war das Geiseltal, wo im Zeitraum 1698–1993 insgesamt 1,43 der ursprünglichen Vorräte von 1,6 Mrd. t Kohle abgebaut wurden (Krumbiegel et al. 1983, Bachmann et al. 2008).

Im Stadtgebiet von Halle und im Umland erfolgte der Abbau von Ziegeltonen, Kaolin, Formsanden und Kalksteinen zur Zement- und Ziegelherstellung. Bis heute werden in der Umgebung von Halle noch Hartgesteine, Ton, Sand und Kies als Baurohstoffe und Schüttgut abgebaut.

Salzsiedekunst

Untrennbar mit der Stadt Halle ist die Solegewinnung und Salzsiederei verbunden. So wird der Name Halle von der keltischen Bezeichnung für Salz abgeleitet. Die kavernösen und klüftigen Karbonatgesteine des Zechsteins führen Sole, die von der Auflösung der Zechstein-Salze im tieferen

Untergrund südwestlich und südlich der Halle-Störung stammt. Die Sole steht unter Druck und steigt an der Störung bis in die Nähe der Erdoberfläche auf. In der Saaleaue am heutigen Hallmarkt trat früher die Sole in mehreren Salzquellen zu Tage. Diese Salzquellen führten letzten Endes zur Entstehung der Stadt Halle und beeinflussten ihre Entwicklung maßgeblich.

Die urgeschichtliche Salzsiedekunst im Raum Halle begann etwa 2500 v. Chr. und erreichte 700–400 v. Chr. einen ersten Höhepunkt. Die Stadtgründung wird gegenwärtig an Hand urkundlicher Erwähnung auf das Jahr 806 zurückgeführt. Im Jahre 961 schenkte König Otto I das Gebiet dem Kloster Magdeburg. Insgesamt wurden fünf Solbrunnen (Borne) angelegt: Hackeborn, Meteritzborn, Deutscher Born, Gutjahrborn / Wendischer Born und Königsborn, wobei der letztgenannte nur eine untergeordnete Rolle bei der Salzproduktion spielte. Die meist hochkonzentrierte Sole (18–24 %) wurde erst mit Eimern, später mit Schöpfwerken und Pumpen gefördert und von den Hallknechten (Salzwirker, Halloren) in Bottichen zu den zahlreichen Siedekoten getragen und dort in großen Pfannen versotten. Befeuert wurde zunächst mit Holz und Stroh, das wegen der Feuergefahr im Strohhof jenseits der Saale gelagert wurde. Vor dem Dreißigjährigen Krieg (1618) erreichten Salzproduktion und Salzhandel einen erneuten Höhepunkt. Das Pfännerschaftliche Salinegelände im „Thale zu Halle“ war Staat im Staate, hatte eine eigene Gerichtsbarkeit und wurde vom erzbischöflichen „Salzgrafen“ im „Thalamt“ unterhalb der heutigen Marktkirche verwaltet.

Im 18. Jahrhundert, nun unter preußischer Herrschaft, wurden die wenig effektiven Koten zugunsten gemeinschaftlicher Siedehäuser aufgegeben. Als Brennmaterial kam nun auch Steinkohle zum Einsatz. 1868 wurden drei der Brunnen verfüllt, die Siedehäuser und das Talamt abgerissen, und die alten Sonderechte aufgehoben. Die Sole aus dem Gutjahrbrunnen wurde nun in der vor dem Klaustor gelegenen Saline versotten. 1964 stellte die Saline das industrielle Salzsieden ein und dient jetzt als Halloren- und Salinemuseum.

Exkursionspunkte

1. Das Stadtzentrum mit Marktplatz

Die Exkursion begann am 30. September 2010 mit einem abendlichen Rundgang durch das südliche Stadtzentrum. Wir besichtigten u.a. die Franckeschen Stiftungen, deren Bau als Armenschule und Waisenhaus 1698 auf Veranlassung von August Herrmann Francke begann. Der Baukomplex besteht aus einem barocken Hauptgebäude und zwei langgestreckten Häuserreihen (Münzberg et al. 1977). Eine weitere Sehenswürdigkeit war der Stadtgottesacker, ein für das nördliche Mitteleuropa einzigartiger Renaissance-Friedhof. Er entstand, als 1529 die Verlegung der Friedhöfe vom Marktplatz nach außerhalb der Stadtmauer erfolgte. Im selben Jahr fand die Einweihung des Stadtgottesackers statt, dessen Architekt Nickel Hoffmann war. Unser abendlicher Rundgang endete auf dem Hallenser Markt am Händel-Denkmal.

Halles Marktplatz ist wegen der Silhouette mit den fünf Türmen berühmt (Abb. 3): die schiefergedeckten blauen Spitztürme und die Hausmannstürme der Marktkirche (ab 1529 zwischen den Turmpaaren zweier romanischer Vorgängerkirchen erbaut) und der freistehende Rote Turm (ab 1418). Weitere sehenswerte historische Gebäude am Markt sind das Neue Rathaus (Ratshof, 1930), das Stadthaus (1893) und das Marktschlösschen (um 1600).

Ebenfalls am Markt begann am 1. Oktober unser Rundgang durch die Geologie des Stadtgebietes Halle (Exkursionspunkte 1 bis 12, Abb. 2).

Nach der Besteigung der Hausmannstürme der Marktkirche, von denen wir einen herrlichen Ausblick über die Stadt Halle hatten, begann die geologische Exkursion am Geoskop, welches die den Marktplatz im Süden querende Halle-Störung visualisiert. Die Halle-Störung trägt hier auch den Namen Hallesche Marktplatz-Verwerfung (Abb. 3). Der Nordteil des Marktplatzes liegt größ-

Abb. 2: Übersichtskarte mit Exkursionspunkten.

tenteils auf der Hochscholle der Verwerfung. Die Marktplatz-Verwerfung fällt steil nach WSW ein. Sie hat hier ca. 600 m Sprunghöhe und versetzt die Magmatite und Sedimente des Rotliegend gegen angeschleppten Zechstein und Unteren Buntsandstein (Rappsilber et al. 2006).

2. Gutjahrbrunnen und Saline (Technisches Halloren- und Salinemuseum)

Sowohl die Besteigung der Hausmanntürme als auch die Besichtigung der historischen Zeugnisse der Salzsiedekunst (Gutjahrbrunnen und Saline) erfolgte unter fachkundiger Führung von Herrn Just, Direktor des Salinemuseums und Vorstandsmitglied der Halloren, in zünftiger Hallorentracht (Abb. 5).

Von den fünf Solebrunnen Halles ist nur der **Gutjahrbrunnen** in der Oleariusstraße 9 erhalten (Abb. 4). Über dem Eingangstor weist unter einem Wappenschild mit Schlägel und Eisen eine Inschrift auf den „Eingang zum Gutjahrbrunnen“ hin. Der Brunnen wurde erstmals 1148 schriftlich und 1236 urkundlich erwähnt. Die Sole wurde zunächst traditionell mit Fülleimern an einer Seiltrommel gehoben, angetrieben von Haspeln oder Treträdern. Ab 1831 wurden Druckpumpe und Dampfmaschine installiert. 1888 wurde der Brunnen um 7,5 m versetzt erneut auf 35 m Tiefe abgeteuft. Das darüber entstandene Haus beherbergte alle zur Soleförderung notwendigen Ein-



Abb. 3: Marktplatz von Halle. Die gelbe Linie markiert den Verlauf der Halle-Störung

richtungen einschließlich Dampfmaschine. Bis 1926 versorgte der Gutjahrbrunnen die Saline mit Sole. 1955 wurde er abgeworfen und 1999 wieder aufgewältigt. Dieser Soleförderschacht könnte als Schauobjekt im Zentrum der Stadt reaktiviert werden und die traditionelle Soleförderung anschaulich darstellen.

Zur Nutzung des ihm nach Regalrecht zustehenden Teils der Sole ließ der preußische König Friedrich Wilhelm I um 1720 eine Königliche **Saline** errichten, die 500 m westlich des heutigen Hallmarkts vor dem Klaustor lag. Nach Aufhebung des staatlichen Salzmonopols wurde im Jahre 1867 diese der Pfännerschaft übergeben. Bis 1926 versorgte sie der Gutjahrbrunnen mit Sole, dann übernahm eine 565 m tiefe Bohrung auf dem Pfännerschaftlichen Holzplatz diese Aufgabe. Heute



Abb. 4: Blick in den Gutjahrbrunnen im November 1999



Abb. 5: Herr Just führt durch das Salinemuseum (Foto: H. Wander).

beherbergt sie unter der Adresse Mansfelder Straße 52 das Museum sowie die Geschäftsstelle der „Brüderschaft der Salzwirker im Tale zu Halle“ (Abb. 5).

Das Museum dokumentiert die Geschichte der Salzerzeugung in Halle und gibt Einblick in Arbeit, Alltag und Brauchtum der Halloren. Anschaulich ist ein Modell, das Innenstadt und Saline um das Jahr 1750 zeigt, sowie das Modell einer Salzkote. Hauptattraktion ist das monatliche „Schausieden“ im Siedehaus. Die Sole stammt heute allerdings aus dem Stadtgebiet von Halle; geheizt wird mit Erdgas. Im Rahmen des Schausiedens wird auch der berühmte „Silberschatz“ der Salzwirker-Brüderschaft gezeigt. Er besteht aus etwa 100 wertvollen Bechern und Pokalen – Geschenken von dankbaren Bürgern oder dem jeweiligen Landesherrn. Der älteste Pokal stammt von 1671.

3. Domplatz und Geiseltalmuseum

Auf dem **Domhügel** befand sich vermutlich das unter Karl dem Grossen errichtete und 806 erwähnte fränkische Kastell „Halla“ zum Schutz der nahen Salzquellen. Der turmlose Dom wurde um 1280 von Dominikanern im gotischen Stil erbaut und unter Kardinal Albrecht mit Renaissance-Rundgiebeln versehen. Neben dem Dom ließ Albrecht um 1530 die „Neue Residenz“ errichten, als katholische Gegenuniversität zur lutherischen Universität Wittenberg.

Das Gebäude Domplatz 1 war 1815 bis 1885 Sitz des Oberbergamtes, der dann in die heutige August-Bebel-Str. 13 verlegt wurde.

In der einstigen Privatkapelle der Neuen Residenz in der heutigen Domstraße 5 wurde 1934 das **Geiseltalmuseum** am Institut für Geologische Wissenschaften eröffnet. Es beherbergt die Fossilienfunde aus dem Eozän des Geiseltals, welches etwa 20 km südwestlich von Halle liegt. In den Braunkohletagebauen des Geiseltals erfolgte seit etwa 1925 die wissenschaftliche Bergung von Fossilien, welche mit der Einstellung des Abbaus im Jahre 1993 endete. Sowohl die Braunkohlenbildung insgesamt als auch die Wirbeltierfundstellen sind mit den Auslaugungen von Salz und Gips des Zechsteins verbunden (Krumbiegel et al. 1983). Während die Pflanzenfundstellen (Abb. 6) über das gesamte Geiseltal verbreitet sind, befinden sich die Wirbeltierfundorte hauptsächlich im mittleren Geiseltal. Ein häufiger Fundstellentyp der tierischen Fossilien sind durch Auslaugung entstandene Einsturztrichter (Erdfälle), welche als Tränke dienten und aufgrund ihrer steilen Hänge manchen Tieren zur tödlichen Falle wurden. Aus dem Geiseltal wurden etwa 300.000 Fossilien



Abb. 6: Pflanzenfossilien im Geiseltalmuseum.

geborgen, von denen ein repräsentativer Querschnitt im Geiseltalmuseum der Öffentlichkeit zugänglich ist (Haubold & Hellmund 1998). Berühmtestes Exponat ist das vollständige Skelett des Urpferdchens *Propalaeotherium isselanum*, welches zum Wappentier des Geiseltalmuseums wurde.

4. Neumühle, Moritzburg mit Talamt

Am Ausgang eines ehemaligen Tälchens, dem tiefsten Punkt zwischen Dom und Moritzburg, liegt die **Neumühle**, die um 1250 am Mühlgraben von Mönchen des Klosters Neuwerk angelegt wurde. Das heute noch erhaltene Haupthaus stammt von 1582. Die Südostecke zeigt Hochwasserstände der letzten 400 Jahre. Die älteste Marke vom 2. Mai 1595 ist zugleich die höchste und ca. 4,5 m über der heutigen (aufgestauten) Mühlgraben-Saale. Dagegen haben jüngste Hochwasser, etwa 1994, die Mühlpforten-Brücke gerade etwas überflutet.

Unweit der Mühle stand die 1475 erbaute Wasserkunst. Ein gewaltiges Rad trieb das Druckwerk, welches Saalewasser durch hölzerne Röhren rund 20 m hoch in die sonst wasserarme Oberstadt pumpte. Matthias Grünewald (1470/80–1528) sollte die Wasserkunst im Auftrag Kardinal Albrechts rekonstruieren und verbrachte sein letztes Lebensjahr hier. Ein Denkmal an der Ecke Mühlgasse/Mühlberg erinnert an den Maler des „Isenheimer Altars“ und der „Stuppacher Madonna“.

Die **Moritzburg** befindet sich an der Nordostecke der Altstadt am Hang oberhalb der Mühlgraben-Saale. Das mächtige Bollwerk mit seinen gewaltigen Kanonentürmen wurde ab 1484 von Erzbischof Ernst von Magdeburg als Zwingfeste zur Kontrolle der einst freien Stadt errichtet. Heute beherbergt sie die „Staatliche Galerie Moritzburg“ mit bedeutenden Sammlungen moderner Kunst.

An der Südseite des Innenhofs wurde das 1882 am Hallmarkt abgebrochene Talamt nachgebaut, Gerichtszimmer (1594) und Brautzimmer (1607) sind Prachtstücke hallescher Kunsttischlerei, die von der einstigen Bedeutung und vom Reichtum des „Thals“ zeugen.

5. Schlotfazies des kleinporphyrischen Rhyoliths („Steinmühlenporphyr“) auf dem Gelände der Diakonie (Johannes-Jänicke-Haus) in der Burgstaße 45

Bereits 1821 wurden am Saaleufer nahe der Steinmühle Tuffite beschrieben, die von einer kleinen Kuppe von massigem „Steinmühlenporphyr“ überlagert wurden. Der „Steinmühlenporphyr“

ist ein sehr einsprenglingsreicher, kleinporphyrischer Rhyolith mit vorwiegend mikrogranitischer Grundmasse. In der Vergangenheit wurde angenommen, dass der „Steinmühlenporphyr“ die Randfazies des umgebenden großporphyrischen Rhyoliths sein könnte.

1997 konnte eine neuere Baugrube untersucht werden, deren südliche Böschung im Bereich der Zufahrt zur Burgstraße 45 noch heute vorhanden ist. Im Osten stehen überwiegend rotbraune, z. T. gebleichte, grusig zerfallende Tuffite an, die mit undeutlicher Schichtung flach zur Saale hin nach Westen einfallen. Saalewärts (nach Westen) folgen mehrere Meter mit „Steinmühlenporphyr“, der im Grenzbereich zum Tuffit tektonisch beansprucht ist. An der Nord- und Ostwand der Baugrube wurden rotfarbene, ungeschichtete, inhomogene, z.T. brekziöse, rhyolithische Tuffe beobachtet (Büchner & Kunert 1997).

Nach heutiger Interpretation durchschlägt der kleinporphyrische Rhyolith („Steinmühlenporphyr“) in Form eines vulkanischen Schlots den großporphyrischen Rhyolith der Halle-Einheit (Abb. 2).

6. Rhyolith-Konglomerate der Halle-Formation im Hanganschnitt hinter der Gaststätte Felsenpavillon am Riveufer

Die Aufschlüsse der Rhyolith-Konglomerate am Riveufer gehören zu den Klassikern des Rotliegend im Saale-Becken. Allerdings war ihre stratigraphische Stellung lange Zeit nicht eindeutig geklärt. Man unterschied anhand von Gefügemerkmalen den „älteren/unteren Halleschen Porphyr“ (großporphyrischer Rhyolith) und den „jüngeren/oberen Halleschen Porphyr“ (kleinporphyrischer Rhyolith).

Neue radiometrische Altersbestimmungen an Zirkonen der Rhyolithe (Breitkreuz & Kennedy 1999, Breitkreuz et al. 2009) belegen eine Zeitdauer der magmatischen Aktivität von 15 Mio. Jahren an der Wende Karbon/Perm und die Intrusion von klein- und großporphyrischen Rhyolithen zu wechselnden Zeiten. Die Untersuchung der Kristallgrößenverteilung in den verschiedenen Rhyolithvarietäten (Mock et al. 2005) lieferten Hinweise für das etwa gleiche Intrusionsniveau. Es erscheint auch plausibel, dass die Rhyolithe etwa zur gleichen Zeit unmittelbar nach der Intrusion abgetragen wurden.



Abb. 7: Wechsellagerung von Rhyolith-Konglomeraten mit Sandstein am Riveufer.

Am Riveufer stehen grobe Rhyolith-Konglomerate in Wechsellagerung mit geröllführenden Sandsteinen an (Abb. 7). Die sandig bis grobkonglomeratischen, rötlichen bis gebleichten Sedimente befinden sich in unmittelbarer Nachbarschaft zu großporphyrischem und im Norden zu kleinporphyrischem Rhyolith des HVK. Die Grenze zwischen Sedimenten und Rhyolithen ist nicht aufgeschlossen. Bereits Siegert (1912) verweist darauf, dass die „Porphyrkonglomerate fast ausschließlich aus den Geröllen der beiden einheimischen Porphyre bestehen" und der jeweils am nächsten anstehende Rhyolithtyp in den Konglomeraten als Geröll dominiert. Gemäß heutiger sedimentärer Faziesinterpretation handelt es sich um alluviale Schuttfächer zwischen „Porphyr-Hügeln".

7. Tuffspaltenzone am Wasserstandshäuschen am Riveufer

In Höhe des Wasserstandshäuschens werden die grobklastischen Sedimente auf einer horizontalen Erstreckung von ca. 25 m von insgesamt 9 steileinfallende Tuffspalten durchschlagen, die als Radialstrukturen des Schlotkörpers eines kleinporphyrischen Rhyoliths (des „Steinmühlenporphyrs") angesehen werden können. Die Mächtigkeit der Tuffspalten schwankt zwischen wenigen cm bis zu mehreren dm (Abb. 8).



Abb. 8: Tuffspalte am Riveufer nördlich der Gaststätte Felsenpavillon. (Foto: H.-J. Altenburg)

8. Äußere Randfazies des kleinporphyrischen Rhyoliths im Kontakt mit Sedimenten in der Rainstraße/Ecke Riveufer

Am Hanganschnitt ist eine brekziös ausgebildete Randfazies („Schuttschürze") des kleinporphyrischen Rhyoliths aufgeschlossen. Zahlreiche unterschiedlich gerundete bis eckige Klasten des klein-

porphyrischen Rhyoliths liegen dicht verschweißt in einer ebenfalls kleinporphyrisch ausgebildeten Matrix.

9. Burg Giebichenstein mit Amtsgarten

Der sagenumwobene Giebichenstein (Abb. 9) war ursprünglich dem höchsten germanischen Gott Wotan (Giebich) geweiht. Der Fels erhebt sich ca. 25 m über den Fluss an einer Stelle, wo sich das Saaletal auf ca. 70 m verengt. Der Giebichenstein besteht aus kleinporphyrischem Rhyolith, der stark geklüftet ist. Der erste deutsche König Heinrich I. (919–936) legte der Legende nach an diesem Platz eine Wehrburg an, um den Flussübergang und die nahen Giebichensteiner Salzquellen zu schützen.



Abb. 9: Blick über die Giebichensteinbrücke auf die Burg Giebichenstein (Foto: H. Wander)

Von der „Alten Burg", die sich im Bereich des heutigen Amtsgartens befand, ist nichts Sichtbares überliefert. Für die Oberburg auf dem Rhyolithfelsen gilt ihre Existenz erst seit dem 12. Jahrhundert als gesichert (Schmitt 1993). Die Unterburg entstand Mitte des 15. Jahrhundert im Zuge des Ausbaus der Befestigungsanlage mit fünf Türmen und einer bis 2 m starken Wehrmauer. Heute ist die Burg Sitz der Hochschule für Kunst und Design.
Gegenüber zum Haupteingang der Hochschule befindet sich ein mit Mauern umfasster Eingang zum Amtsgarten, der zum Gelände der „Alten Burg" führt. Zu beiden Seiten des Weges steht kleinporphyrischer Rhyolith an. An der Nordseite ist die stark geklüftete, brekziierte Randfazies zu beobachten. Als Besonderheit tritt im Rhyolith unmittelbar gegenüber ein nur wenige cm-mächtiger, mehr als ein Meter langer, bei der Platznahme des Magmas eingeschleppter feinkörniger Sedimenteinschluss auf.

10. Reichardtsgarten

Etwa im Zentrum des Parks zeigen die Felsen hinter dem Reichardt-Denkmal den scharfen, unregelmäßig geformten Kontakt von großporphyrischem Rhyolith zur Halle-Formation. Der großporphyrische Rhyolith zeigt hier einen Abkühlungskontakt mit deutlich reduzierter Anzahl und Größe der Einsprenglinge.

Im 18. Jahrhundert gewann man geringe Mengen der kontaktmetamorphen Tonsteine und brachte sie als „Giebichensteiner Marmor" in den Handel. Oberhalb des Kontaktaufschlusses befindet sich ein Block aus diesem Gestein mit einem Gedicht J. F. Reichardts, das Goethe gewidmet ist:

„Dich hat Amor gewiß, o Sängerin fütternd erzogen:
Kindisch reichte der Gott dir mit dem Pfeil die Kost
So durchdrungen vom Gift die harmlos atmende Kehle
Trifft mit der Liebe Gewalt nun Philomele das Herz."

11. Halde des Steinkohlenbergbaus in der Wittekindstraße

Am Nordrand des großporphyrischen Rhyoliths der Halle-Formation treten u.a. in der Wittekindstraße/Ecke Friedenstraße steilgestellte Sedimente der Wettin-Subformation mit sehr geringmächtigen Kohleflözen auf. Zwischen 1730 und 1806 wurden diese in Versuchsschächten und -stollen erschürft. Mit dem Einmarsch der französischen Truppen im Jahre 1806 kam es zur Stilllegung der Steinkohlenförderung. 1816–17 veranlasste der bekannte Bergbeamte F.W.W. von Veltheim, den Stollen in der heutigen Wittekindstraße erneut aufzuwältigen. Das Mundloch befand sich unterhalb des Hauses Wittekindstr. 27. Der Stollen durchörterte zunächst ca. 10 m Sandsteine der Halle-Formation, dann ca. 20 m Wettin-Subformation mit grauen Ton- und Sandsteinen sowie mehrere Dezimeter dicke, stark absätzige Steinkohleflöze – und traf schließlich auf großporphyrischen Rhyolith. Reste von Haldenmaterial finden sich im angrenzenden Reichardts Garten, unmittelbar oberhalb des Eingangs zur Wittekindstraße, in Form von dunklen Schieferton-Brocken mit gelegentlichen Pflanzenresten.

12. Solbad Wittekind

Unsere Fußexkursion des 1. Oktobers endete am Solbad Wittekind. Die Solquelle liegt am Südhang des Reilsbergs in der Wittekindstraße, 750 m östlich des Giebichensteins. Sie hatte schon in vorhistorischer und fränkischer Zeit Bedeutung. Die Sole stammt aus dem Zechstein und gelangt offenbar unter Druck 2,5 km weit auf einer quer zur Halle-Störung streichenden Verwerfung ins Wittekindtal, wobei sie durch Süßwässer verdünnt wird. Der Name geht auf den Sachsenherzog Wittekind zurück. Im 12. Jahrhundert gelangte der Brunnen in den Besitz des Klosters Neuwerk. Der Legende nach fanden Wallfahrten zur Solquelle statt, da sie Gebrechlichen helfen sollte.

Ein Solbad wurde 1846 eröffnet. 1847 erfolgte die Erteilung einer Konzession zum Trinken der Sole und 1852 zum Verkauf von Badesalzen. Von 1850–1880 war das Solbad Wittekind ein Modebad von europäischem Rang. Eine zweite Glanzzeit kam nach Errichtung der heutigen Gebäude in den 1920er Jahren. Heute ist die Anlage in einem desolaten Zustand.

13. Hartgesteinstagebau Löbejün (SH Natursteine)

Am 2. Oktober begann die Fahrt zu den nördlich von Halle gelegenen Exkursionspunkten 13 bis 18. Erster Halt war der Hartgesteinstagebau Löbejün (Abb. 10), in dem großporphyrischer Rhyolith abgebaut wird. Das Gestein besitzt eine vorwiegend mikrogranitische Grundmasse und führt bis zu 25 mm große Kalifeldspateinsprenglinge. Plagioklas und Quarz bilden gleichfalls Einsprenglinge, allerdings erreichen diese nur eine Größe von 5 bzw. 4 mm.

Seit altersher kam der Löbejün-Rhyolith als Werkstein (Reihen-, Kopf-, Kleinpflastersteine, Hoch- und Tiefbordsteine, Grenzsteine, Pfeiler, Säulen u. a.) zum Einsatz (Abb. 11). Gegenwärtig wird der der Tagebau durch die SH Naturstein GmbH betrieben, vorrangig wird der Rhyolith zu Schotter und Splitt gebrochen. Daneben werden Wasserbausteine und Blöcke zur Natursteinproduktion gewonnen, die vorwiegend zu Boden- und Fassadenplatten verarbeitet werden.



Abb. 10: Hartgesteinstagebau Löbejün. (Foto: M. Asmuss)



Abb. 11: Löbejüner Rhyolith als Straßenpflaster in Halle/Saale. (Foto: H.-J. Altenburg)

14. Wettin, Templerkapelle „Unserer Lieben Frauen" im Ortsteil Mücheln

Etwa einen Kilometer südlich von Wettin am Ostufer der Saale, umgeben von Wohn- und Wirtschaftsgebäude aus dem 17. bis 19 Jahrhundert, steht eine gotische Kapelle, die einstmals das Zentrum einer Komturei des Templerherrenordens bildete (Abb. 12). Diese Kapelle ist eine der wenigen, in Deutschland noch vorhandenen, baulichen Zeugnisse des Templerordens. Eine erste urkundliche Erwähnung des Hofes Mücheln datiert in das Jahr 1270. Die Reste der erkennbaren Wandmalereien aus dem 13. bis 15. Jahrhundert lassen die ehemals farbenfrohe Ausmalung erahnen.



Abb. 12: Templer-Kapelle „Unserer Lieben Frauen" in Mücheln

15. Wettin, Burgberg

Die Burg von Wettin (Abb. 13) wurde 961 erstmalig urkundlich erwähnt. Im Jahre 985 kamen die Burg und der Ort in den Besitz der Grafen Budzici, die sich in der Folge die Wettiner nannten. Das Geschlecht der Wettiner entwickelte sich ab dem 12. Jahrhundert zu einem der einflussreichsten Fürstenhäuser in Deutschland. Im 18. Jahrhundert erfolgte eine völlige Umgestaltung der Burganlage. Heutzutage wird die Burg als Gymnasium genutzt.

Am Fuße der Burg steht der kleinporphyrische Wettin-Rhyolith an. Der Anteil an Einsprenglingen



Abb. 13: Die Burg von Wettin. (Foto: U. Noll)

von Feldspäten und Quarz erreichte jeweils 15 bis 23 Vol.-%. Die durchschnittliche Kristallgröße der Kalifeldspat-Einsprenglinge schwankt zwischen 2 und 5 mm, die von Plagioklas 1 bis 4 mm sowie die von Quarz 1 bis 3 mm. Die vorwiegend granophyrische Grundmasse des Wettin-Rhyoliths ist feldspat- und quarzbetont. Dispers verteilter Hämatit gibt dem Rhyolith die charakteristische rötliche Farbe.

16. Schachtberg bei Wettin, Halde des König Georg-Schachtes

Der Schacht „König Georg" mit einer Teufe von 67 m diente der Steinkohleförderung und war ab ca. 1712 bis etwa 1860 in Betrieb (Bringezu 2005). Er ist heute ist als technisches Denkmal erhalten.

Die Halde des Schachtes war für uns Sammler interessant, da Pflanzenfossilien aus den Wettiner Schichten (jüngstes Karbons) häufig zu finden sind: *Sphenophyllum, Astrophyllites, Annularia, Pecopteris* (Abb. 14).



Abb. 14: Wedel vom Farn Pecopteris arborescens. (Foto: H.-J. Altenburg)

17. Dobis, Geotop „Die Weisse Wand"

In Dobis besichtigten wir das Geotop „Weiße Wand" (Abb. 15). Hier lagern Schichten des Zechsteins über dem Rotliegend. Das Rotliegend besteht aus Sandsteinen und fein- bis mittelkiesigen Konglomeraten der Eisleben-Formation, welche im oberen Bereich gebleicht sind („Grauliegendes") und sekundäre Kupferminerale enthalten („Sanderz"). Auf den rotbraunen, teilweise gebleichten Sandsteinen und Konglomeraten folgt der Kupferschiefer, der die Basis des Zechsteins bildet und von Zechsteinkalk überlagert wird. Die ehemals horizontale Auflagerung des Zechsteins auf Rotliegend wurde durch tektonische Prozesse im Bereich der Halle-Störung schräg gestellt und fällt mit 50° nach SW ein.

18. Kupferschieferaltbergbau südlich von Dobis

Südlich von Dobis befinden sich Schachthalden des Kupferschieferbergbaus aus dem 15. Jahrhundert. Um die Abbauwürdigkeit der etwa 20–40 cm mächtigen kupferführenden Schicht zu erkunden, wurde Anfang der 1950er Jahre ein Versuchsschacht errichtet. Aufgrund der geringen Metallführung sowie des steilen Einfallens wurde der Kupferschiefer am Nordostrand der Merseburg-Scholle jedoch als nicht abbauwürdig eingestuft.



Abb. 15: Die Exkursionsteilnehmer vor dem Geotop „Weiße Wand“ von Dobis. (Foto: U. Noll)

Auf der Halde des Versuchsschachtes waren die Fossiliensammler erfolgreich, u.a. wurden in dem schwarzgrauen Mergelschiefer mehrere Exemplare des „Kupferherings“ *Palaeoniscus freieslebeni* gefunden.

Mit diesem Exkursionspunkt endete der gemeinsame geologische Ausflug. Der 3. Oktober stand für individuelle Unternehmungen zur Verfügung. Die Exkursion der Sammlergruppe des Geovereins Neubrandenburg zeigt, dass die Bergbaustadt Halle/Saale und ihre Umgebung immer ein lohnendes Reiseziel sowohl in kultureller, als auch in geologischer Hinsicht darstellt.

Literaturverzeichnis

Bachmann, G. H., Ehling, B.-C., Eichner, R. & Schwab, M. [Hrsg.] (2008): Geologie von Sachsen-Anhalt. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.

Breitkreuz, C. & Kennedy, A. (1999) Magmatic flare-up at the Carboniferous/Permian boundary in the NE German basin revealed by SHRIMP zircon ages. – Tectonophysics, 302, 307–326.

Breitkreuz, C. & Mock, A. (2004): Are laccolith complexes characteristic of transtensional basin systems? Examples from Permo-Carboniferous of Central Europe. – In: Breitkreuz, C. & Petford, N. (eds.): Physical geology of high-level magmatic systems. – Special Publication of the Geological Society, London, 234, 13–31, London.

Breitkreuz, C., Ehling, B.-C. & Sergeev, S. (2009): Chronological evolution of an intrusive/extrusive system: the Late Paleozoic Halle Volcanic Complex in the north-eastern Saale Basin (Germany). – Z. Dtsch. Ges. Geowiss., 160/2: 173–190; Stuttgart.

Bringezu, H. (2005): Steinkohlenbergbau in Sachsen-Anhalt. - Beiträge zur Regional- und Landeskultur Sachsen-Anhalts, Heft 39, 371 S., Halle.

Büchner, C. & Kunert, R. (1997): Pyroklastische Äquivalente der intrusiven Halleschen Rhyolithe. – Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt, Bd. 3, S. 37–57; Halle.

Ehling, B.-C. & Bachmann, G. (2006): Geologie von Halle (Saale) (Exkursion A am 18. April 2006). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 88: 121–144; Stuttgart.

Ehling, B.-C. & Breitkreuz, C. (2006): Das klassische Rotliegend bei Halle (Saale): Sedimentation und Vulkanismus im neuen Licht (Exkursion K am 21. April 2006). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 88: 369–404; Stuttgart.

Ehling, B.-C. (2006): Permokarbon und Salzgewinnung in Halle und Umgebung (historische Salzgewinnungsstellen, Rotliegend-Aufschlüsse am Saaleufer, Petersberg, Exkursion A2 am 8. Juni 2006). – 73. Tagung der AG Norddeutscher Geologen vom 6. bis 9. Juni 2006 in Halle (Saale), Tagungs- und Exkursionsführer, 92–105; Halle.

Gaitzsch, B., Rössler, R., Schneider, J. W. & Schretzenmayr, S. (1998): Neue Ergebnisse zur Verbreitung potentieller Muttergesteine im Karbon der variszischen Vorsenke in Nordostdeutschland. – Geol. Jahrb., A 149, 25–58, Hannover.

GLA Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt (1997): Geologische Karte von Sachsen-Anhalt 1 : 25.000 – Erläuterungen Blatt Wettin 4436, Halle.

GLA Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt (2001): Geologische Karte von Sachsen-Anhalt 1 : 25.000 – Erläuterungen Blatt Gröbzig [vormals Löbejün] 4337, Halle.

Haubold, H. & Hellmund, M. (1998): Das Geiseltalmuseum am Institut für geologische Wissenschaften. – Zentrale Kustodie Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg.

Krumbiegel, G., Rüffle, L. & Haubold, H. (1983): Das eozäne Geiseltal. – Die Neue Brehm-Bücherei 237. – A. Ziemsen Verlag, Wittenberg Lutherstadt.

Landesheimatverbund Sachsen-Anhalt e.V. [Hrsg.] (2005): Halle und der Bergbau. – Beiträge zur Regional- und Landeskultur Sachsen-Anhalts, Heft 37, Halle.

Mock, A., Ehling, B.-C. & Breitkreuz, C. (2005): Anatomy of a laccolith complex – Geometry and texture of porphyritic rhyolites in the Permocarboniferous Halle Volcanic Complex (Germany). – N. Jb. Geol. Paläont.; Stuttgart.

Mock, A., Jerram, D. A. & Breitkreuz, C. (2003): Using quantitative textural analysis to understand the emplacement of shallow-level rhyolitic laccoliths – a case study from the Halle Volcanic Complex, Germany. – Journal of Petrology, 44, 833–849.

Münzberg, J., Richter, G. & Findeisen, P. (1977): Architekturführer DDR - Bezirk Halle, VEB Verlag für Bauwesen, Berlin

Neuss, E. (1955): Die Bergstadt Halle.– Hallesche Mh., 7, 4–10, Halle.

Rappsilber, I. (Red., 2006): Halle-Störung.– Mitt. Geol. Bergwesen Sachsen-Anhalt, 10: 1–154; Halle.

Rappsilber, I., Stedingk, K., König, S., Heckner, J., Thomae, M., Ehling, B.-C., Falkmann, P., Friedrich, B., Hartung, E., Hebestedt, E., Herold, U., Knitzschke, G., Langelüttich, H.-J., Leuchte, A., Mirsch, R., Oelke, E., Philipsen, C., Rentzsch, J., Rommel, G., Sauerzapfe, P., Spilker, M. & Wetzel, M. (2007): Geologisch-montanhistorische Karte Mansfeld-Sangerhausen 1 : 50 000, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt; Halle.

Romer, R., Förster, H.-J. & Breitkreuz, C. (2001): Intracontinental extensional magmatism with a subduction fingerprint: the late Carboniferous Halle Volcanic Complex (Germany). – Contrib. Mineral. Petrol., 140, 201–221.

Schmitt, R. (1993): Burg Giebichenstein. – Grosse Baudenkmäler, Heft 446, 2. Aufl., 19 S.; München/Berlin (Deutscher Kunstverlag).

Siegert, L. (1912): Das Grenzgebiet zwischen der Mansfelder und der Halleschen Mulde in der Gegend von Halle a. S. – Jahrb. preuß. geol. Landesanst. für 1908, 29, 354–383; Berlin.

Anschriften der Autoren

Dr. Bodo-Carlo Ehling, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Straße 34, 06118 Halle/Saale. E-Mail: ehling@lagb.mw.sachsen-anhalt.de

Andreas Mitschard, Löcknitzer Chaussee 1, 17326 Brüssow, E-Mail: geo.ru@freenet.de

Verzeichnis der Mitglieder

(Stand November 2011)

Peter Adam, Neubrandenburg
Robert Johannes Adam, Neubrandenburg
Bernd Albrecht, Neubrandenburg
Marianne Albrecht, Neubrandenburg (G)
Hans-Jörg Altenburg, Utzedel
Manfred Asmuss, Neubrandenburg
Sebastian Baganz, Neubrandenburg
Dr. Wilfried Bergmann, Rowa
Lisa Bock, Wulkenzin
Ursula Böhme, Schwedt
Klaus Brandenburg, Neubrandenburg
Dr. Maria Brandenburg, Neubrandenburg
Juliane Brandes, Neubrandenburg
Guido Buchwald, Neubrandenburg
Ernst Buckow, Grimmen (G)
Andreas Buddenbohm, Wendfeld (G)
Harald Düsing, Neubrandenburg
Elena Eib, Helpt
Hildegard Eiermann, Godern
Jürgen Endler, Neubrandenburg
Dieter Fabian, Neubrandenburg (G)
Richard Fassinger, Neubrandenburg
Klaus-Peter Felten, Neubrandenburg
Jan Foppe, Neubrandenburg
Leon Gerth, Neubrandenburg
Edith Granitzki, Usadel
Klaus Granitzki, Usadel (G)
Ingrid Grell, Anklam
Kathrin Grumbach, Röbel
Herbert Haase, Stavenhagen
Jochen Hahn, Penzlin
Prof. Dr. Ekkehard Herrig, Greifswald (E)
Lennart Hinrichs, Neubrandenburg
Jürgen Hinz, Wendfeld (G)
Maria Hirsch, Neubrandenburg
Steffen Hirsch, Neubrandenburg
Hans-Joachim Hoffmann, Wustrow
Andra Kabisch, Neubrandenburg
Carl-Christian Kabisch, Neubrandenburg
Clara Mai Kabisch, Neubrandenburg
Hans Käckenmeister, Altentreptow
Ursula Kannengiesser, Neubrandenburg (G)
Volker Knorn, Priborn
Martin Kornek, Podewall
Monika Lanin, Beggerow
Lea Kotlowski, Neubrandenburg
Hannelore Liedloff, Blankenförde
Alfred Lorenz, Neustrelitz (G)
Victoria Lux, Wulkenzin
Brigitte Mardt, Neubrandenburg
Jürgen Marr, Lebbin
Marvin Mietz, Neubrandenburg
Andreas Mitschard, Brüssow (G)
Lukas Müller, Neubrandenburg
Niels Münch, Neubrandenburg
Hermann Negnal, Hohen Mistorf
Ulf Neuendorf, Neubrandenburg
Prof. Dr. Ralf-Otto Niedermeyer, Greifswald
Adrian Lukas Nippert, Neubrandenburg
Ursula Noll, Strasburg



Christine Papendieck, Neubrandenburg
Dr. Klaus Peterss, Greifswald
Sigrid Peterss, Greifswald
Sophia Pfoht, Wulkenzin
Dr. Siegrid Piel, Neubrandenburg
Hannes Pohl, Neubrandenburg
Noah Alexander Porrey, Neubrandenburg
Ilona Rahmel, Burg Stargard
Toni Rathner, Neuendorf
Dr. Ulrich Ratzke, Woldegk (G)
Dörte Reinke, Zirzow
Fritzi Rockel, Neubrandenburg
Adelheid Romoth, Usadel
Helmut Schmertosch, Neubrandenburg
Aljoscha Schmidt, Neu Rhäse
Dr. Dieter Schmidt, Greifswald
Axel Schröder, Neubrandenburg
Eveline Schröder, Neubrandenburg
Lena Schubel, Neubrandenburg
Peter Schuldt, Berlin (G)
Erhard Schultz, Luisenhof (G)
Marianne Schuster, Neubrandenburg
Dr. Peter Sinn, Heidelberg
Tilman Starke, Wulkenzin
Michael Malte Stengel, Neubrandenburg
Karl-Jochen Stein, Waldsee
Nele Stephan, Wulkenzin
Phil Stephan, Wulkenzin
Gerhard Stoll, Neubrandenburg
Prof. Dr. Manfred Störr, Bad Kissingen
Helmold Strübing, Stralsund (G)
Dr. Peter Stüve, Neustrelitz
Ingeborg Templin, Neubrandenburg
Inge Thiede, Neubrandenburg
Peter Thiede, Neubrandenburg
Uwe Thiel, Dargun
Eric Thiemke, Neubrandenburg
Louisa Träger, Neubrandenburg
Philipp Träger, Neubrandenburg
Dominique Tramp, Wulkenzin
Bert Vulpius, Grimmen (G)
Sigrid Walter, Neubrandenburg (G)
Annabell Walther, Neubrandenburg
Hans Wander, Neubrandenburg
Karin Wander, Neubrandenburg
Dr. Josef Weber, Neubrandenburg
Dietrich Weigel, Neubrandenburg
Brigitte Welthe, Neubrandenburg
Hans-Walter Westphal, Burg Stargard
Marianne Westphal, Neubrandenburg
Dr. Markus Wolfgramm, Neubrandenburg
Fabien Zarske, Neubrandenburg
Siegfried Zemke, Neubrandenburg (G)
Sarah Zühlke, Neubrandenburg

(E) - Ehrenmitglied
(G) - Gründungsmitglied

Autorenhinweise

Das Manuskript ist in elektronischer Form über unser Webseite www.geologische-beitraege.de einzureichen. Legen Sie sich dort bitte einen Account an. Alle Beiträge werden unter einer Creative Commons Attribution License (CC-BY) veröffentlicht. Die Urheberrechte verbleiben bei den Autoren. Sie erhalten ein gedrucktes Belegexemplar. Die elektronische Version steht zum kostenlosen Download zur Verfügung.

Für die Manuskripterstellung benutzen Sie bitte eine Standard-Textverarbeitung im .rtf, .odt oder .doc-Format. Die Publikationssprache ist Deutsch. Es gelten die Regeln der neuen Rechtschreibreform. Beachten Sie bei der Manuskriptgestaltung bitte auch folgende Hinweise:

- Kurze, aber prägnante Überschrift.
- Ausgeschriebener Vor- und Nachname, Post- und E-Mail-Adresse des Autors / der Autoren.
- 5 bis 10 Schlagwörter, die den Inhalt des Manuskriptes widerspiegeln.
- Kurzfassung des Aufsatzes.
- Klar gegliederter Text. Kapitelnummerierungen sind mit arabischen Ziffern zu versehen.
- Alphabetisch geordnete Literaturliste. Zitierweise siehe unten.

Zitate im Text

Im fortlaufenden Text sind Literaturhinweise als Kurzzitate einzufügen, der oder die Autorennamen sind in Kapitälchen-Schrift zu setzen, das Erscheinungsjahr in Klammern, z. B. Müller (2006). Werden von einem Autor mehrere Arbeiten aus einem Jahr zitiert, so sind diese durch Buchstaben zu unterscheiden: Müller (2006a, 2006b). Bei mehr als drei Autoren kann et al. verwendet werden: Müller et al. (2006). Arbeiten mit bis zu drei Autoren werden folgendermaßen zitiert: Müller & Meyer (2006) oder Müller, Meyer & Schulz (2006). Sind mit der Zitierung bestimmte Seiten oder Abbildungen gemeint, müssen diese genau angegeben werden: Müller (2006: 14) oder Müller (2006: Fig. 14).

Die wissenschaftlichen Namen von Pflanzen und Tieren (Gattungen, Untergattungen, Arten, Unterarten) sind kursiv zu schreiben. Die den biologischen Namen folgenden Autoren werden in Kapitälchen gesetzt (*Armeria maritima* Willd.).

Abbildungsvorgaben

Bitte fügen Sie jede Abbildung als separate Datei mit einem eindeutigen Namen bei. Alle Grafiken müssen eine Verwendung innerhalb des Satzspiegels (= 13,6 × 19,8 cm) zulassen. Für die Drucklegung müssen alle Abbildungen in elektronischer Form eingereicht werden. Mehrere Dateien können Sie in einen Ordner legen und diesen komprimieren. Bitte verwenden Sie für pixelbasierte Abbildungen (z.B. Fotos) bevorzugt das .tif-Format mit einer Auflösung von mindestens 450 dpi und für vektorbasierte Abbildungen (z.B. Diagramme, Maps, Tabellen) das .eps-Format. Stark komprimierte .jpg oder .pdf-Dateien können zu Qualitätsverlusten führen. In Text-Dokumente eingebundene Abbildungen werden nicht akzeptiert. Abbildungsunterschriften bitte am Ende des Manuskripttextes platzieren und Abbildungsposition im Text (Hier Abb. 1) markieren.

Zitierweise im Literaturverzeichnis (Beispiele)

Eissmann, L. & Müller, A. (1979): *Leitlinien der Quartärentwicklung im norddeutschen Tiefland.* – Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 7: 451–462.

Hintermaier, G. & Zech, W. (1997): *Wörterbuch der Bodenkunde.* – 338 S.; Stuttgart (Enke).

Bestellung / Abonnement

Die bisher erschienenen Ausgaben können direkt beim Herausgeber bestellt werden:

Band 1 (2000), 3,– €	*Tollensebecken - Möllenhagener Rinne - Quarzsand Fritscheshof - Eozänton Friedland u.a.*
Band 2 (2001), 3,– €	*Kiessandlagerstätte Neubrandenburg-Hinterste Mühle: Geschichte, Erkundung, Nutzung, Lebensraum*
Band 3 (2003), 4,– €	*Rosenthaler Staffel - Rühlower Os - Uckermärkische Geschiebe - Findlingsgarten Schwichtenberg u.a.*
Band 4 (2004), 4,– €	*Frostbodenstrukturen - Bornholm - Quartärbasis in Mecklenburg-Vorpommern u.a.*
Band 5 (2005), 5,– €	*Mammut-Stoßzahn - Eiszeitroute Mecklenburgische Seenplatte - Usedom - Geothermie u.a.*
Band 6 (2006), 6,– €	*Eozänton Friedland - Ichnofossilien - Phosphoritkonkretionen - Findlinge und Sagen*
Band 7 (2007), 6,– €	*Eiszeitlandschaft aus der Vogelperspektive - Die Kühlung - Höhlenforschung u.a.*
Band 8 (2008), 6,– €	*Spätglaziale Braunerde - Paläohydrologie Müritz - Grundwasser-bewirtschaftung Ost-Usedom u.a.*
Band 9 (2009), 7,– €	*Katastrophen und Evolution - Hydrologie der Oberen Havel - Findlingsmauer Hohenzieritz u.a.*
Band 10 (2010), 15,50 €	*Einblicke in die Geologie der Region Neubrandenburg (2 Beilagen: Geologische Karte GK 50 / Konzeptbodenkarte KBK 50, Blatt L2544 Neubrandenburg)*
Band 11 (2011), 8,50 €	*Europäischer Waldelefant - Findling Trissow - Blekinge-Region - Erdgasfernleitung OPAL - Stolper Turm - Halle-Exkursion u.a.*

Bei Paketabnahme zahlen Sie für Band 1–5 nur 15,– €, für Band 6–9 nur 20,– €.

Sonderheft 1 (2001), vergriffen	*125 Jahre Kiessandtagebau Neubrandenburg-Hinterste Mühle*
Sonderheft 2 (2003), 2,50 €	*Auf den Spuren der Eiszeit – Geopark Mecklenburgische Eiszeitlandschaft*

Zukünftige Ausgaben sind zum fortlaufenden Bezug im Abonnement erhältlich. Schreiben Sie an:

Geowissenschaftlicher Verein Neubrandenburg e.V.
Ihlenfelder Str. 119
17034 Neubrandenburg

E-Mail: info@geoverein-neubrandenburg.de

Geowissenschaftlicher Verein Neubrandenburg e.V.

Der Geowissenschaftliche Verein Neubrandenburg e.V. wurde am 3. Dezember 1998 in Neubrandenburg gegründet. Er widmet sich der Analyse und Verbreitung geowissenschaftlicher Kenntnisse. Dazu werden unter anderem:

- Vorträge gehalten
- Buchpremieren organisiert
- Publikationen herausgegeben
- Führungen und Exkursionen veranstaltet
- Projektarbeit in Schulen angeboten
- Ausstellungen ausgerichtet
- Kooperationen vereinbart

Das fachliche Fundament bilden Geowissenschaftler und versierte Autodidakten. Zu den Mitgliedern des Vereins zählen aber auch viele „Hobbygeologen“: Lehrer, Bauingenieure, Agrarwissenschaftler, Ärzte und viele andere Berufsgruppen sowie – darauf ist der Verein besonders stolz – eine Reihe von Schülern. Sie alle vereint das Interesse an Fossilien, Mineralen und Gesteinen sowie an der Entwicklung unserer Landschaft. Besonders aktiv ist die Sammlergruppe, die zahlreiche Exkursionen im In- und Ausland organisiert. Der Verein pflegt darüber hinaus in der Region zahlreiche Kooperationen mit Partnern, die sich mit dem geologischen Erbe der Mecklenburgischen Eiszeitlandschaft beschäftigen.

Welche Vorteile bietet eine Mitgliedschaft ?

- Mitglieder erhalten im Abstand von ca. 4–6 Wochen ausführliche Informationen über die kommenden Veranstaltungen, wobei auch Termine anderer Geo-Veranstaltungen weitergegeben werden. Bei Vorhandensein einer E-Mail-Adresse werden aktuelle Termine auch kurzfristig weitergegeben.
- Mitglieder beziehen ein kostenfreies Printexemplar der jährlich erscheinenden „Neubrandenburger Geologischen Beiträge“ sowie unregelmäßig erscheinende Sonderhefte zu einem Vorzugspreis.
- An kostenpflichtigen Veranstaltungen des Vereins können Mitglieder zu einem ermäßigten Unkostenbeitrag teilnehmen.
- Sie lernen eine der faszinierendsten Naturwissenschaften kennen.

Vor allem aber profitieren unsere Mitglieder von dem Wissenszuwachs und der sozialen Komponente der Vereinsarbeit, deren Wirkung sich aus der Begegnung mit Gleichgesinnten ergibt.

Kontakt

Geowissenschaftlicher Verein
Neubrandenburg e.V.
Ihlenfelder Straße 119
D-17034 Neubrandenburg

Tel. +49 (0)395 - 422 40 82
Fax +49 (0)395 - 422 40 83
E-Mail info@geoverein-neubrandenburg.de

Vorstand

Andreas Buddenbohm
Karl-Jochen Stein
Eveline Schröder
Sigrid Walter

Impressum

Neubrandenburger Geologische Beiträge
Band 11 (2011)
ISSN 1616-959X · DOI 10.3285/ngb.11
www.geologische-beitraege.de

HERAUSGEBER

Geowissenschaftlicher Verein Neubrandenburg e.V.
Ihlenfelder Straße 119
D-17034 Neubrandenburg
info@geoverein-neubrandenburg.de

VERLAG

Geozon Science Media
PF 3245
D-17462 Greifswald
info@geozon.net
www.geozon.net

REDAKTION

Karl-Jochen Stein
Helmold Strübing
Andreas Buddenbohm
redaktion@geologische-beitraege.de

GESTALTUNG

Geozon Science Media
Linda Perthen
Sascha Fricke

RECHTE



Neubrandenburger Geologische Beiträge · Band 11 (2011)
ISSN 1616-959X · DOI 10.3285/ngb.11
www.geologische-beitraege.de